

## 地形条件に伴う斜面下降風と安定気層に関する考察

著者	佐藤 典人
出版者	法政大学文学部
雑誌名	法政大学文学部紀要
巻	73
ページ	39-68
発行年	2016-09-30
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10114/12778">http://hdl.handle.net/10114/12778</a>

# 地形条件に伴う斜面下降風と安定気層に関する考察

佐藤 典人

## I はじめに

地球大気の熱源である太陽放射は、当然ながら日没後には期待できない。その結果、通常、静穏晴夜に近い天気状況であれば、放射収支が負になるにつれて放射冷却が進展する。そのため接地層の大気ほど顕著に冷えて安定気層（接地逆転層）を形成しやすいことは、従来から指摘されている事実である。想定されるように、この地表面に接する大気の冷却度合いは、地被状態、地表面形態、あるいは地形規模などによって左右される。

地形が平坦な場所での接地気層の放射冷却は、日没後の経過時間とともに進行し、その安定気層の鉛直的な厚さも徐々に増すと考えられる。もし仮に、地表面が傾斜しているとすれば、低温となって重くなった接地気層の気塊は、やがて摩擦を克服して重力的に低所へ流下すると考えるに難くない。この傾斜地を流下する気塊の流れに対して「斜面下降風」、ないし「冷気流」という名称を付しているが、後者の呼称には大気の吹送前に比較して気温が低下するという認識が付随している。その前提に立脚して、この気塊の通過域では、通過前よりも冷え込むので霜さえ降りかねない<sup>1)</sup>、いわゆる「霜道」という説明が支配的であった（例えば、羽生ほか：1978 など）。しかし、これには根強い反論もその一方にある。つまり、斜面を流れ下る気塊の温度とその通過域に生育する植物の葉面温度を同時に測定すれば、むしろ流れ下る気塊の温度が相対的に高く、それゆえ植物にとっ

て凍霜害を軽減する方向に斜面下降風が作用するはずであるというのがその論拠である（例えば、三原：1979 など）。この点に関する論議において、未だ統一的な見解を得るには至っていないと筆者は考えている。

また、斜面下方に盆状地形、あるいは凹地が隣接して位置することも現実には多い。このような地形形状をなす所でも静穏晴夜には同様の放射冷却が進行する。しかも、平坦地の冷却と対照すれば、その冷却の度合いや接地逆転層の鉛直的な厚さは大きいとさえ報じられてもいる（工藤ほか：1982）。実際、円形の火口をモデル的な凹地に見立てた終夜観測によれば、短時間のうちにこの安定気層の厚さが急増している（熊沢・佐藤：1987、中山：2016 など）。この類いの現象には、盆状地形を取り囲む周辺斜面を滑降する大気が大きく関与し、夜間の接地気層の冷却に重要な役割を果たしていると森ほか（1983）は指摘している。このような盆状地形を呈する所に低温な大気の蓄積・貯留する様子は、あたかも湖での湖水の滞留に酷似しているゆえ、今日では「冷気湖」と呼ばれている（M. M. Yoshino：1975）。この形成要因として主に2つが挙げられ、今述べた周辺斜面からの大気の移流効果がその一つである。もう一方は地形的に乱流などの渦交換に起因する機械的作用が底部の安定気層にまで及びにくいことである（近藤ほか：1983）。

したがって、斜面を流下する気塊の始動と冷気湖の形成とは、実際に地形条件さえ兼ね備わるならば、同一天気条件もとで相互に連動して発生す

る可能性が極めて高い大気現象と言える。しかしながら、これらの相互作用に関して十分な解明がなされてきたとは言えない。むしろこれまでは双方を個別に扱ってきた（例えば、立石：1961，今岡：1964，三浦：1971，中村：1976 など）。もっともその後、双方の現象を考慮した論考も提示されてきている（例えば、M. Mori & T. Kobayashi：1996 など）。

また、上述したように地形的な凹地や盆地などに形成される安定気層（冷氣湖）が、夜半前後に突如、破壊される、いわゆる夜間の突然昇温現象（ブレイク）も報じられてきている（例えば、鳥谷：1985 など）。

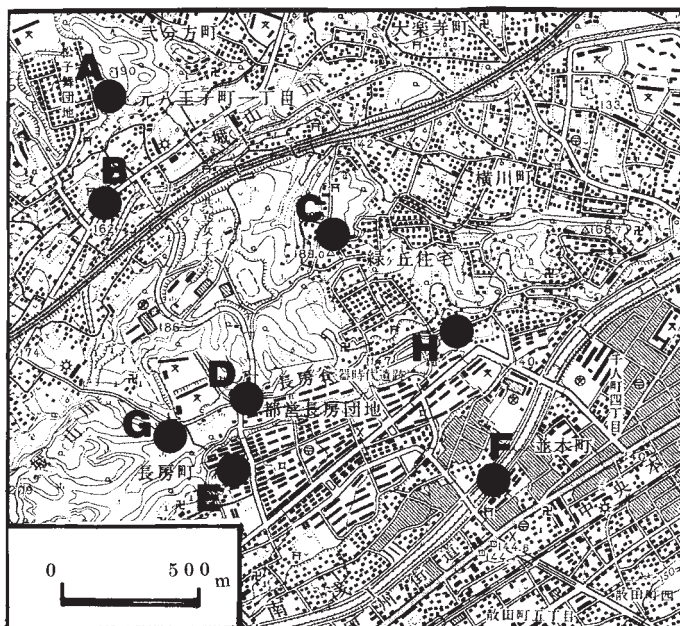
そこで傾斜地とそれに連なる凹地、ないし盆状地形、および河谷などの地形条件を考慮に入れ、斜面上方、ないし河谷上流側から流下する気塊と下手側の凹地や盆状地形での安定気層（冷氣湖）形成との相互作用、ならびに夜間の昇温現象に焦点を当てて若干の考量をここで試みた。なお本稿では、斜面を流れ下る気塊が相対的に冷氣か否かも確信していないので、敢えて「斜面下降風」という表現を用いる。

## II 小気候観測の結果とその考察

### 1. 河谷における冷氣滞留と山谷風循環

#### (1). 小谷における冷氣滞留

東京都の西端に位置する八王子市は多摩地区を代表する都市である。当初、この市街地は元々、多摩川の一支流である浅川流域に立地した街であるけれども、その後、西方の関東山地から連なる丘陵地などを造成して宅地化を進めて拡張してきた。ここで最初に取り上げる河谷は、浅川に右岸側から合流する南浅川と城山川の間にある舟田丘陵を刻んでいる小谷の長房谷である（第1図）。と言うのも、八王子市街地周辺の夜間を中心とし

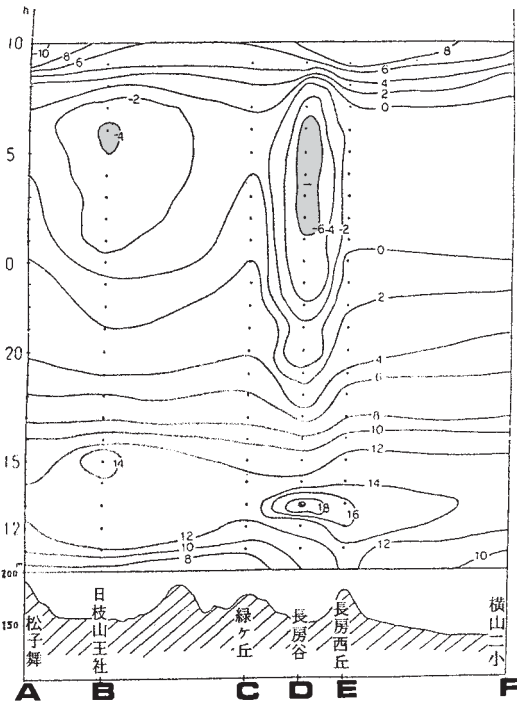


第1図 浅川水系八王子・長房谷周辺の自記温度計設置定点

(A：松子舞，B：日枝山王社，C：緑ヶ丘，D：長房谷，E：長房西丘，  
F：市立横山第二小，G：長房谷源流部，H：緑ヶ丘住宅南)

た気温観測結果に拠れば（拙稿：1985，拙稿：1992），静穏晴夜に極端な低温域がこの付近に出現するからである。この谷は丘陵地を造成して建造した都営長房団地の在る高台の北側に接しており，その高台との地形的な高低差 30 m 前後である。東西に伸びるこの小河谷の標高は，西の上流端で 160 m，長房団地の北で約 150 m，南浅川との合流点付近で 130～140 m である。

この河谷を包含する地域に自記温度計などを 8 台設置し，かつ移動観測を実施した結果の気温の平面分布図を作成すると，移動性高気圧に覆われた際（例えば，1984 年 11 月 27～28 日）には，上述したように長房谷の気温低下がとりわけ顕著である。第2図に示した長房谷を切る南北断面の時間・距離断面（アイソプレス）を見ると，小谷である長房谷における，日没後の気温低下の著しさと日較差【 $20 - (-6) = 26^{\circ}\text{C}$ 】の大きさが際立っている。とくに前者では，早朝に  $-6^{\circ}\text{C}$  以下を記録しているゆえ，近接する長房団地の在る比高 30 m の高台（第2図中では長房西丘と表記）との気温逆転度が  $6^{\circ}\text{C}/30\text{ m}$  となって，極めて強い



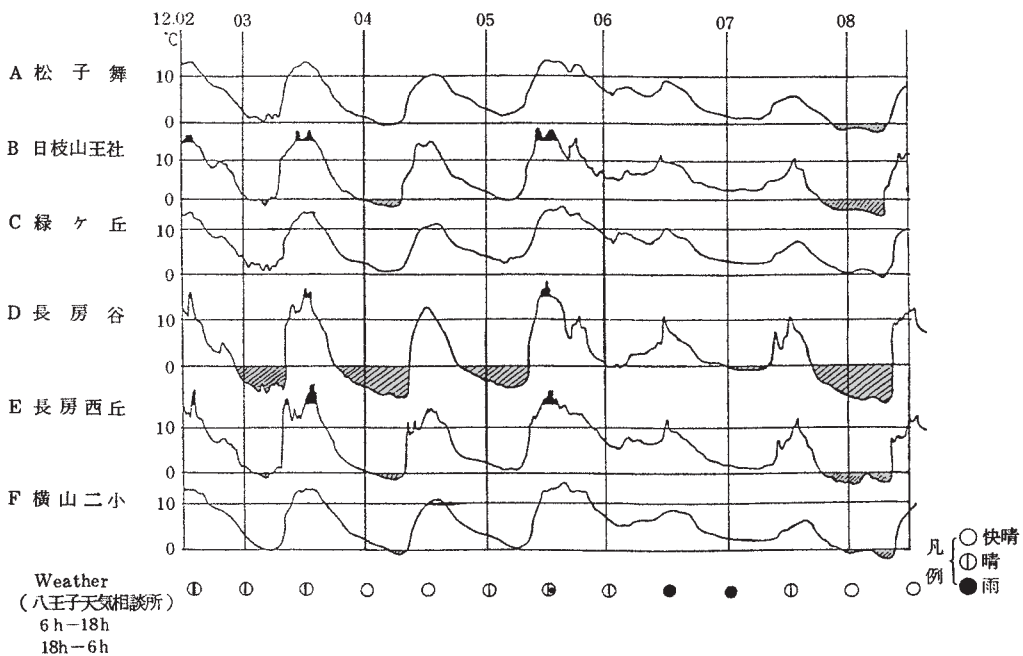
第2図 八王子・長房谷の南北断面に沿う気温の  
時間・距離断面 (単位: °C)

(1984年11月27日10時~28日10時JST)

逆転度の値となっている。

それと対比すれば、国道20号沿いの市立横山第二小では平坦な市街地に位置する関係もあって、夜間の気温低下が0°C前後に留まり、かつ気温の日較差【 $12 - (0) = 12^{\circ}\text{C}$ 】も小さい。さらにこの夜間を中心とする低温域は、時間経過とともに長房谷の小谷に沿って下流側へわずかながら流下する様相を呈する。これは、小谷で縦断勾配が緩い長房谷であるけれども、重力的に重い冷気が低所に滞留し、その後に緩慢ながらも下手側へ移流している姿と理解できる。その際の風速は0.6~0.8 m/sと1 m/sに満たない微風であった。

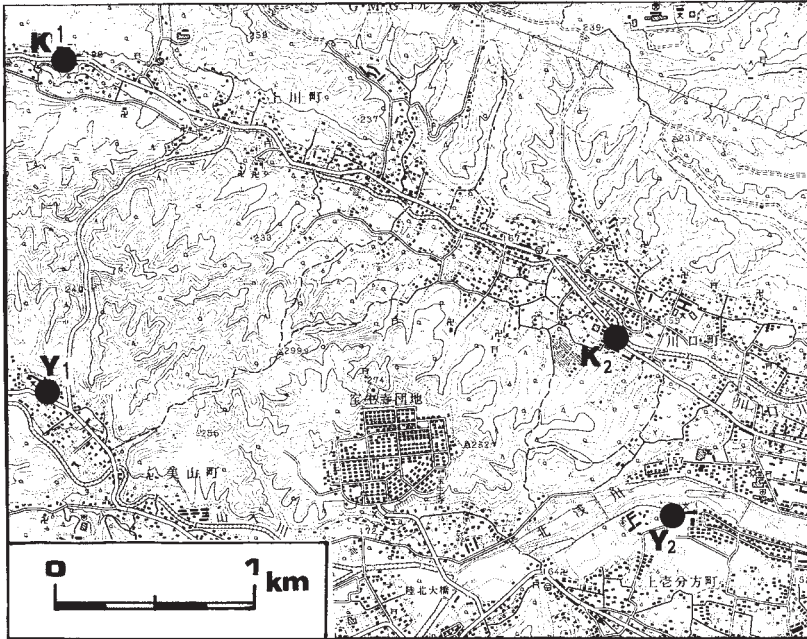
AMeDAS八王子の天気データも加味して、この南北断面に沿って設置した自記温度計の観測値をもとに、日々の気温変化を図化したのが第3図である。この図から、雲量の少ない晴天夜間になるほど放射冷却が促進され、それに呼応して長房谷の気温低下が顕著に進行している。また北側の谷底幅がやや広い城山川の河谷に位置する日枝山王社の気温低下は、これに追従する様子を呈するけれど、その度合いは長房谷よりも小さい。しか



第3図 長房谷周辺の各定点における気温の時系列的変化

(1984年12月2日~8日。なお、15°C以上をぬりつぶし、0°C以下に斜線を施している)





第4図 浅川水系川口川 (K) と山入川 (Y) の自記温度計設置定点

(K<sub>1</sub>: 田守神社, K<sub>2</sub>: 市立川口小, Y<sub>1</sub>: 市立美山小, Y<sub>2</sub>: 市立上壺分方小)

し、曇雨天のもとでは、このような夜間を核とする気温低下の進展や日較差の拡大は現出しないし、地点間の気温差も縮減している。

このように、小谷である長房谷における顕著な気温低下とそれに伴う日較差の大きさが目立っている。この背景には、

①. 小谷ゆえに低温で重くなった大気が滞留しやすい凹地的な地形起伏の状況にある。

②. 夜間の気温低下が著しいのには、河谷大気の放射冷却に加えて、小規模な谷ゆえ、周囲の大気からの機械的な乱流作用の及びにくい点が気温冷却を助長していると推察できる。

③. 長房谷の小谷における上流側からの大気の流れを実測すると、静穏夜間には 0.6~0.8 m/s 前後の西寄りの微風に留まり、移流や乱流に因る拡散が期待できない。

## (2). 地形規模がやや大きな河谷での局地循環

つぎに河谷幅が上述した長房谷よりも広い地域として、長房谷の北方に位置して北浅川の支流に該当する山入川と川口川（双方の流路は相互には

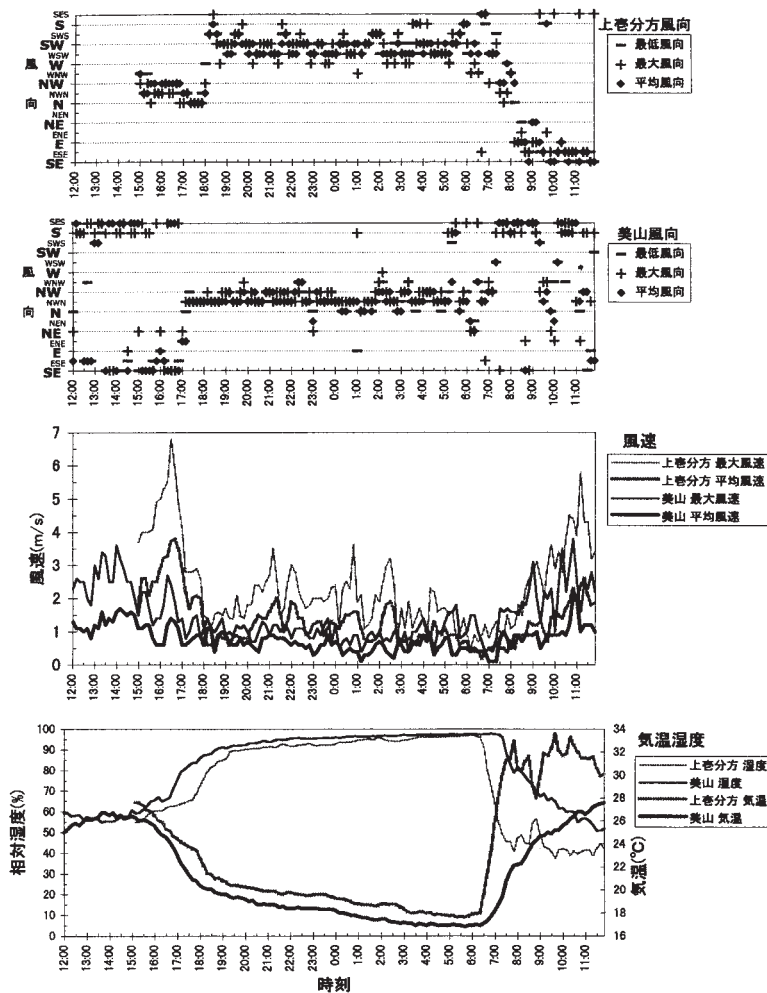
ほぼ平行しており、ともに西北西から東南東に流下する中小河川である。第4図）を選出して観測を同時に遂行した。

観測方法は長房谷の場合と類似しており、移動観測と定点観測の併用である。現地での観測時期は1999年秋季の1ヵ月間ほどである。より北の川口川には上流側の田守神社（図中：K<sub>1</sub>）と下流側の市立川口小（図中：K<sub>2</sub>）に、一方の山入川には上流側の市立美山小（図中：Y<sub>1</sub>）と

下流側の市立上壺分方小（図中：Y<sub>2</sub>）に、各々定点を設けて気温と風の連続観測を実施した。

自動車を利用した移動観測の結果に拠れば（図略）、日没後に放射冷却が進展する天気条件下では、それぞれの河川上流側から相対的に低温な大気が、下流側に向かって流出する有り様を示す舌状の等温線の張り出しが描画された。

そこで天気条件に恵まれた際（1999年10月13~14日）の山入川のY<sub>1</sub>とY<sub>2</sub>で気温と風の状況を対比した（第5図）。18時頃から山風方向の風が始動して、その平均風速が1 m/s 前後へ弱化するのに呼応して気温は下がり始め、そのまま早朝（6時）に向かって低下の一途を辿った。水分条件がほぼ同一と考え、当然のことながら、気温低下に応じて相対湿度が上昇するゆえ、結果的に夜間にはほぼ飽和に達している。また気温を比較すると、上流のY<sub>1</sub>が下流のY<sub>2</sub>よりも早朝まで低く推移し、しかも夜間の昇温は双方において生起していない。早朝の日の出時には、下流側の地点ほどいち早く温度上昇へと転換し、それに同期して相対湿度が低下し、かつ風速は上昇して



第5図 浅川水系山入川河谷の定点における気温と風の日変化

(1999年10月13～14日。上から順に、Y<sub>2</sub>の風向、Y<sub>1</sub>の風向、

Y<sub>1</sub>とY<sub>2</sub>の風速、Y<sub>1</sub>とY<sub>2</sub>の気温と湿度) [加藤 聡 作図]

いる。

比較対照のため同年10月11日の昼間の状況を吟味した(図略)。朝7時頃から下流のY<sub>2</sub>では昇温を開始し、上流側はそれに遅れつつ、加えて昇温の仕方が緩やかである。その際の風の吹送に目を転ずれば、平均風速 2.0～4.0 m/s 前後の南寄りの風が吹いている。また最高気温時の午後14～15時頃には、Y<sub>1</sub>とY<sub>2</sub>の温度差が消失しており、これはやや強い風の吹送で大気が十分に攪拌された結果と理解できる。

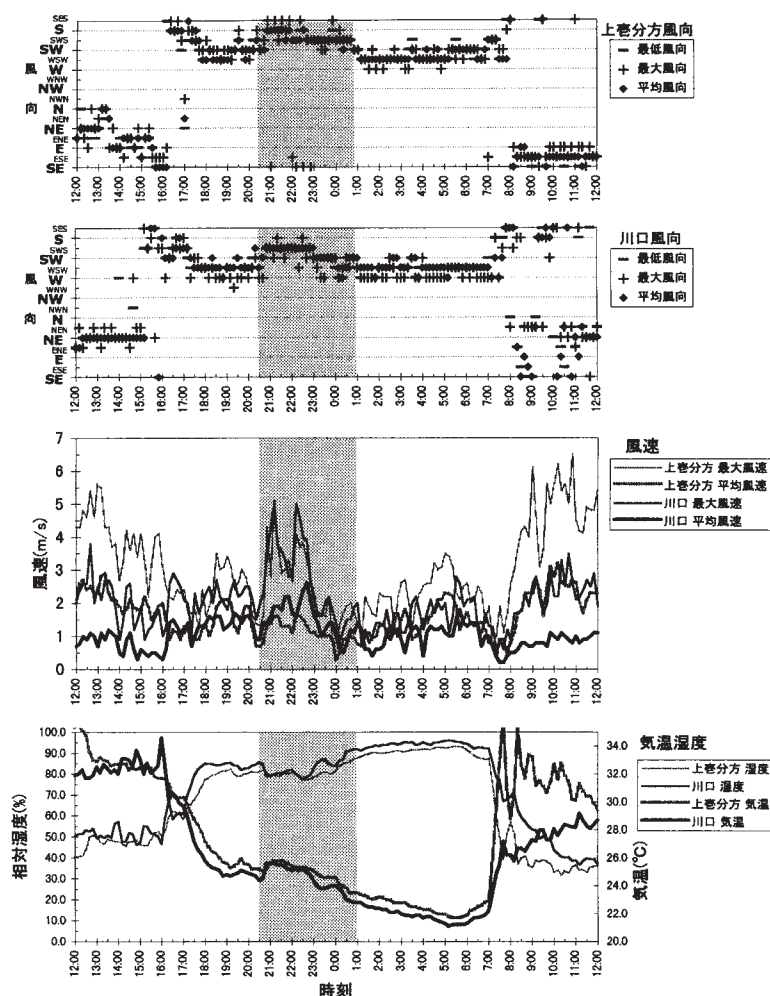
つぎに川口川と山入川の双方で夜間における大気の流動と気温を比較した(1999年9月10～11

日の事例/図略)。9月なので季節的に日没時刻がやや遅い時期である。それでも19～20時頃から西寄りの山風方向の風向へ変わると風速が弱まった。それに伴って気温が低下し始め、朝5～6時の日の出時刻まで10℃前後の気温が継続した。K<sub>2</sub>とY<sub>2</sub>を比較すると、地点K<sub>2</sub>の気温が終始低い。夜間に風速の増大がわずかながら生じた際(23～1時)の気温は横這いとなる。このような風速の増大に伴う気温変化の実相をさらに捉える意図から、夜間に昇温が生じた同年9月25～26日の事例(第6図)を図示した。図中で21～23時の風速増大に回答して、K<sub>2</sub>、Y<sub>2</sub>とも温度が上昇し、かつ風向も一時的とは言え南寄りに転じている。

上述のような内容から推し量れば、河谷が広くて空比が大きな地形条件にな

ると、夜間の山風、あるいはより広域的な海陸風の吹送・進入などの影響が判然として、大気攪拌の影響を被る結果、先の長房谷のような冷気滞留とそれに絡む極度の気温低下は生じしない。それとは逆に、夜間に風速の増大と風向の変化とが連関して気温上昇が生じている。このような相互の関連性から、少なくともこの地域の地上大気の夜間の昇温は、風速増大に起因する機械的な乱流作用が原因と考えられる。

逆言すれば前述した長房谷のような小谷であれば、凹地的なその地形起伏やその河谷の規模からみて、山風吹送を伴う大気の局地循環は関与せず、



第6図 浅川水系川口川の定点 (K<sub>2</sub>) と山入川の定点 (Y<sub>2</sub>) の気象値の日変化  
(1999年9月25日～26日、上から順に、Y<sub>2</sub>の風向、K<sub>2</sub>の風向、  
Y<sub>2</sub>とK<sub>2</sub>の風速、Y<sub>2</sub>とK<sub>2</sub>の気温と湿度) [加藤 聡 作図]

着実な放射冷却の進行と冷氣滞留で、谷底に極度に冷えた気塊の蓄積が生じて夜間の昇温も発現しにくい。よって、同じ河谷でも地形起伏や谷底幅、さらには地形規模などに起因して、低温気塊の蓄積・滞留が助長されるか、あるいは山谷風などの循環が生起して熱的な移流効果や乱流に伴う昇温を接地層大気に招来するのかが左右されると言及できる。

## 2. 火山山麓緩斜面上での斜面下降風

### (1). 地域概要と観測内容

妙高山 (標高 2,446 m) は新潟県南西部に位置

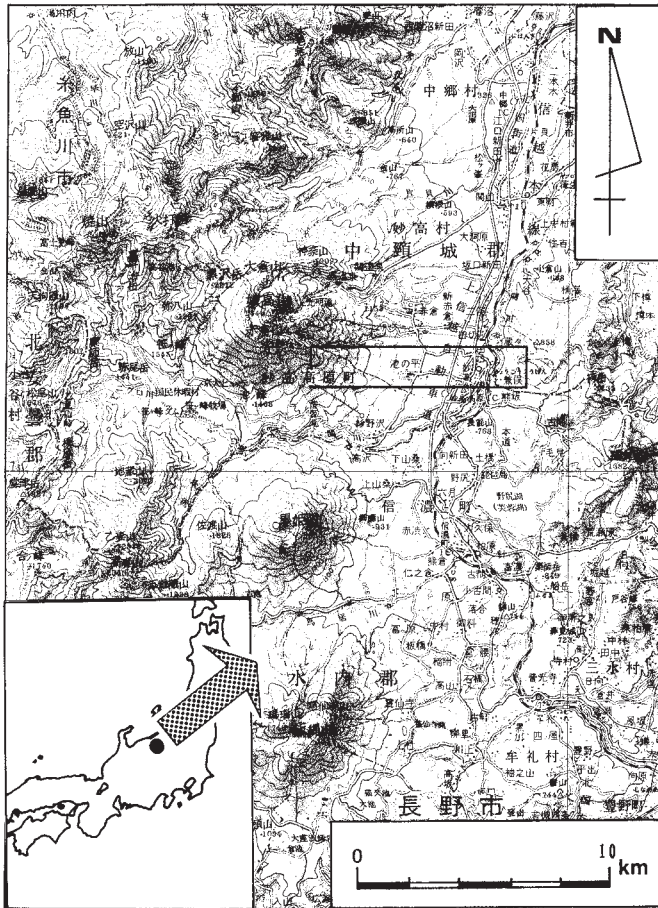
する火山起源の山体で、中央火口丘に相当する山頂部は外輪山 (標高 2,000 m 前後) に取り囲まれている。この山体東麓の緩斜面上に拓かれた (標高 1,600～770 m の間) 池の平スキー場から、もっとも低所の東方・関川 (標高 500 m) 河谷を挟んでその対岸の右岸に至る東西断面を基線とした東向きの斜面一帯で小気候観測を実施した (第7図参照)。長野市から上越市へ通ずる国道 18 号線に沿って北上すると、左手側に南から順に、飯縄山、黒姫山、そして妙高山と火山起源の独立峰がほぼ南北に並び、逆の東側には東頸城丘陵の南端を占める斑尾山が聳える。このような山地の配列を反映して、前述の国道が長野市の在る長野盆地 (善光寺平) 側と日本海斜面域の高田平野との間を画する脊梁山地を越えることはない。ゆえに、この国道の標高は

新潟県と接する野尻湖を抱える信濃町付近が最も高い (676 m) けれど、その分水界は不明瞭である。妙高山と黒姫山の間を源流とする関川は高田平野を貫流して日本海に注いでおり、その日本海から観測対象地域である池の平スキー場までの水平距離は 35 km 前後である。

このような地理的位置や地形起伏との関わりから、気圧傾度の緩い総観場の下では、夏季を中心として日中に高田平野方向からの海風が、夜間にはその逆方向 (長野盆地方向) からの陸風が、それぞれこの地域で吹送すると予測できる。

第8図に示したように、平均傾斜約 10 度の池





第7図 新潟県妙高山麓およびその周辺地域の概略図  
(図中の枠で囲んだ地域は第8図に該当)

の平スキー場ゲレンデ内に観測点番号1(以下、測点と表記。標高1,600 m)から同11(標高770 m)を配置し、そこから東方の妙高高原市街地までの間には、道路に沿ったオープンスペースに同21~同24を、さらに最も標高の低い関川沿いに同25(標高500 m)、そして関川右岸の妙高パノラマスキー場の山頂に同26(標高700 m)を、各々観測点として定めた。

なお、ほぼ東西方向の断面に沿ったこの観測地域の土地利用は次のようになっている。即ち、池の平スキー場ゲレンデ内は雑草地(写真1)であり、一部にススキが生育している。その周囲は白樺やカラマツなどの雑木林であり、ゲレンデ末端の測点11付近も樹木に囲まれながらほぼ平坦な土地になっている。また、測点21~24の間はカラマツの優占する樹林地となっている。なお、同25付近には狭長ながらも耕地が拓け、同26の山頂部は人工的な草地となっている。



写真1 妙高山とその東麓斜面に拓いた池の平スキー場

(★印付近が斜面温暖帯の出現高度=第8図の測点6~7、1979年5月に同図の測点10のやや南から筆者撮影)



小気候観測はおもに春・秋季を中心に複数回<sup>2)</sup>実施した。ここでは拙稿(1981, 2013)を根底に据えながら、移動性高気圧に覆われて静穏晴夜となった1979年5月31日～6月2日と1985年6月3～4日の観測結果を中心に再吟味を図りたい。現地での気象観測は、基本的にすべての地点<sup>3)</sup>で有人による気温(アスマン通風乾湿計)と風(中浅式風向風速計)の測定を、地上1mの高さにおいて2分ピッチで実施<sup>4)</sup>した。ただし、前者の気温観測において、池の平スキー場ゲレンデ内の数地点では地上1.0mと2.0mの高さの異なる2高度で観測した。さらに1985年6月3～4日には、気球<sup>5)</sup>を用いた鉛直的な観測も併せて遂行した。

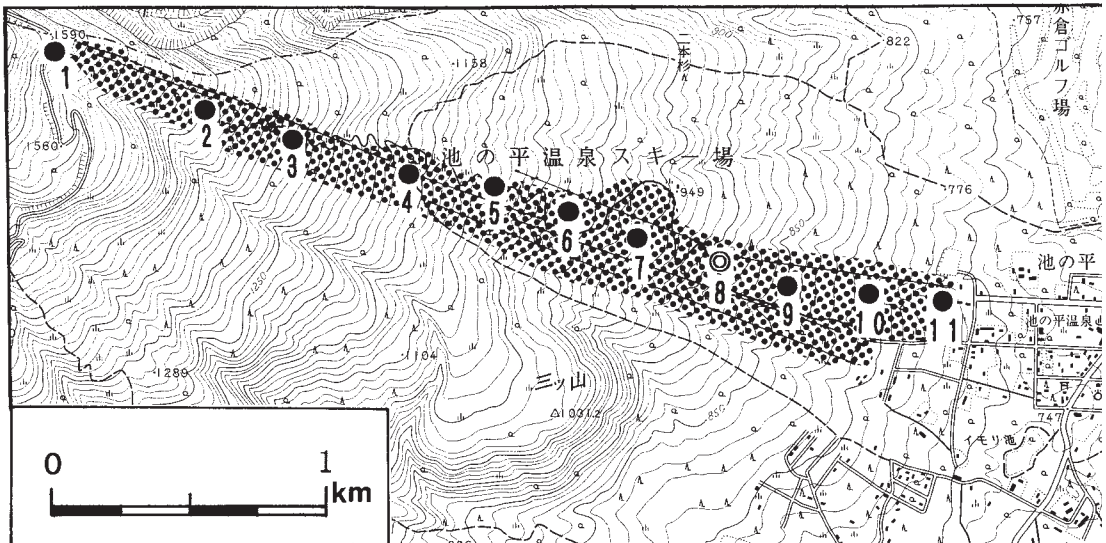
上述した観測点の配置で、とくに念頭に入れておくべき点は、池の平スキー場のゲレンデが、標高770～1,600m間に位置しているの、標高500mを北流する関川の河谷から見れば、高低差250mを超える妙高山の斜面中腹に相当している点である。

## (2). 気温と風の時間・距離断面

第9図に6月1日日没時(18～20時)の時間・距離断面を示した。18～19時の間では、ほぼ標

高に応じて気温が低下しており、低所の測点23～25間で16～17℃と最も気温が高い。それでも図中におけるこの温暖域は19時前後に消失し、その後、隣接地点との気温差が解消されている。この時間帯で池の平地区(測点11～21の間)から低所の測点25間では、時刻の経過とともに気温低下を表わす等温線の走り方が明瞭である。また、19～20時の気温変化に着眼して、関川沿いの測点25とその東方山頂の測点26とを比べると、逓減状態にあった気温差が19時30分過ぎ頃からともに14℃台となり、それが消滅している。

一方、池の平スキー場(以下「ゲレンデ」と表記)は9～14℃の範囲にあり、測点6で18時30分以降、13℃を超える値が現れ始めて、それに隣接する地点と対比すれば気温が高くなっている。ゲレンデ下方の測点10付近で北西寄りの弱風が現れ、相対的な低温域の形成と符合すると同時に、時刻的にその前後から測点6付近に13℃を超える温暖域が現出している。こうしてゲレンデ最低所(測点10)と測点6～7(標高1,000m前後)との間で気温逆転が発現して、この状況は明け方まで継続する。また測点6よりも斜面上部では標高とともに気温が低下する逓減状態を呈している。



第8図 妙高山東麓斜面における  
(第7図の枠で囲んだ地域に該当。図中の数字は測点番号。

このようなゲレンデ内での気温分布の様相は、日時こそ違え 1985 年 6 月 3 日の日没後にも同様に認められ、標高 1,000 m 付近に温暖域が現れている。風の吹送状況を併せてみると、18～19 時の間で全域的に風が弱い。それでも測点 21 より低所では北寄りの風が吹いており、これは高田平野方向からの海風の風向に一致している。18 時台の後半にはゲレンデ末端の測点 10～11 で、当初、北西～西寄りの風、つまり斜面上部からの風が吹き始めたのに対して、それより斜面上方の地点ではその吹送が判然としない。

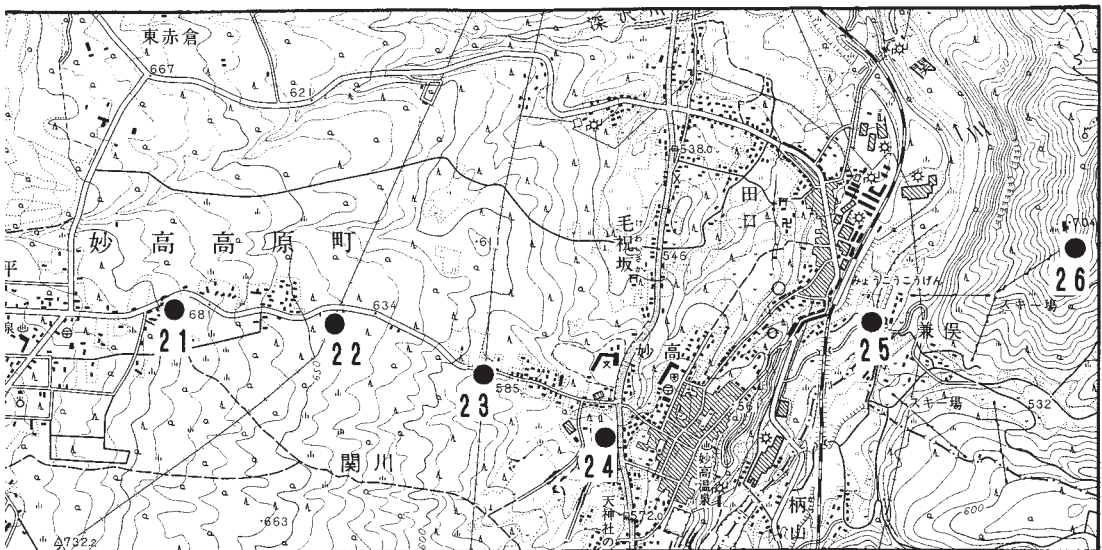
それが 19～20 時になると、ゲレンデ内の風が妙高山の東向き傾斜に沿った風向き（西～西西北西）として明瞭に現出し始め、風速も測点 21～25 の東麓斜面下方の低所よりも強い。ただし、逆転層の上限に当たる温暖帯付近の風向が北西系であり、その温暖帯を挟む斜面上部と下方の斜面上の風向とは異なっている。

この結果から見逃せないのは、ゲレンデ内下方末端部の測点 10～11 付近から、妙高山東麓緩斜面の最大傾斜方向に沿った風が、時刻的にいち早く始動している点とそれに呼応する形で逆転層上端に相当する斜面温暖帯<sup>6)</sup>の出現である。この日

没直後の気温変化は、1985 年 6 月 3～4 日の際にも近似して掌握され、地表気層で計測した短・長波収支の値<sup>7)</sup>では、ゲレンデ内の上部測点ではなくてゲレンデ最下部に該当する測点 11（標高 800 m）付近で時刻的にいち早く負に転ずることが判明した。換言すれば、ゲレンデ内の最下部が時刻的に早く放射冷却を始動する。

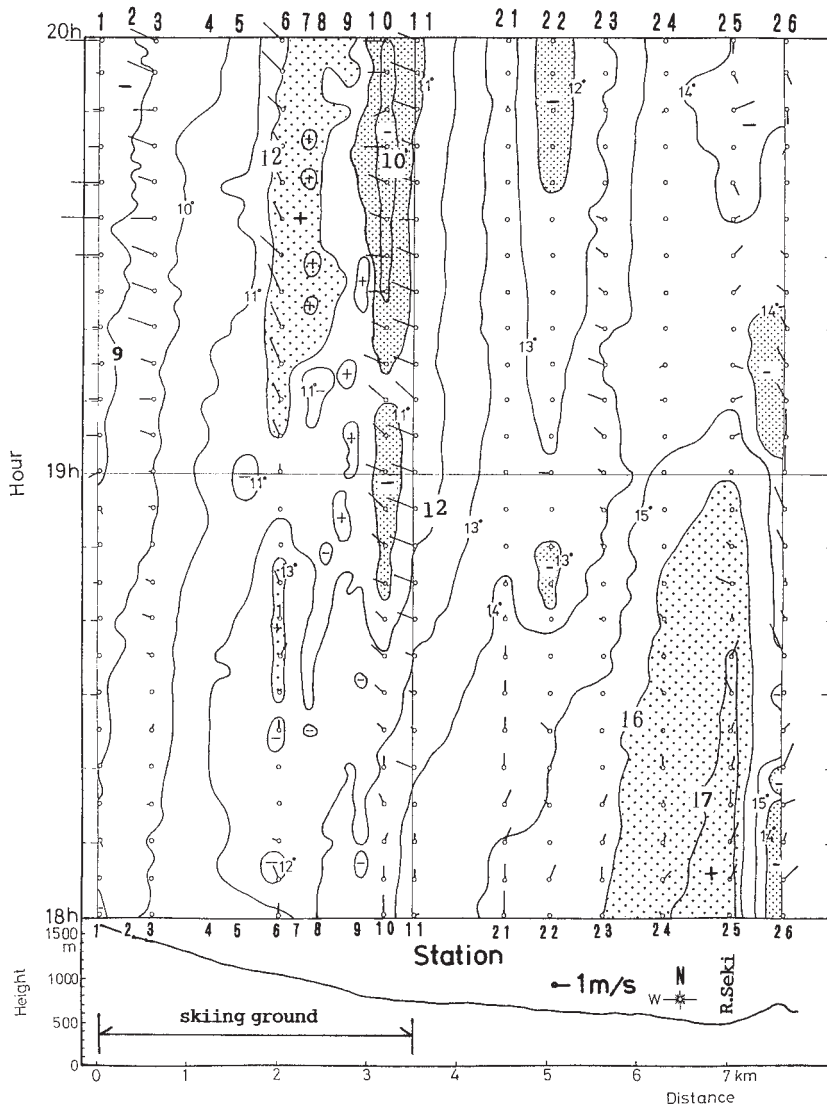
第 10 図に同年 6 月 1 日・日の出時（3～5 時 30 分）の時間・距離断面を示した。まず気温の状況を見ると、関川沿いの測点 25（8℃台）と 11℃台を示す測点 26 の間で明確な気温逆転が発現しており、早朝 5 時過ぎまでこの状態が持続している。これに対して、ゲレンデ内では、最下部の測点 10～11 に終始、低温域（6～7℃）が出現している一方、より標高の高い測点 6～8、ないし同 9 付近では相対的な高温（9℃以上）が記録されている。それゆえこの間で気温の逆転が生じている。さらに測点 5 よりも標高の高い地域では、測点 3～4 付近で 4 時前後を中心にやや高い気温が現れている以外には気温の通減状態にある。

この時の日の出時刻は斜面上部で 4 時 30 分過ぎであり、東方・斑尾山地の地形的な山蔭となる影響が除去されるに従って、低所の測点 24～25



気象観測点の分布図

国土地理院発行の地形図に加筆している



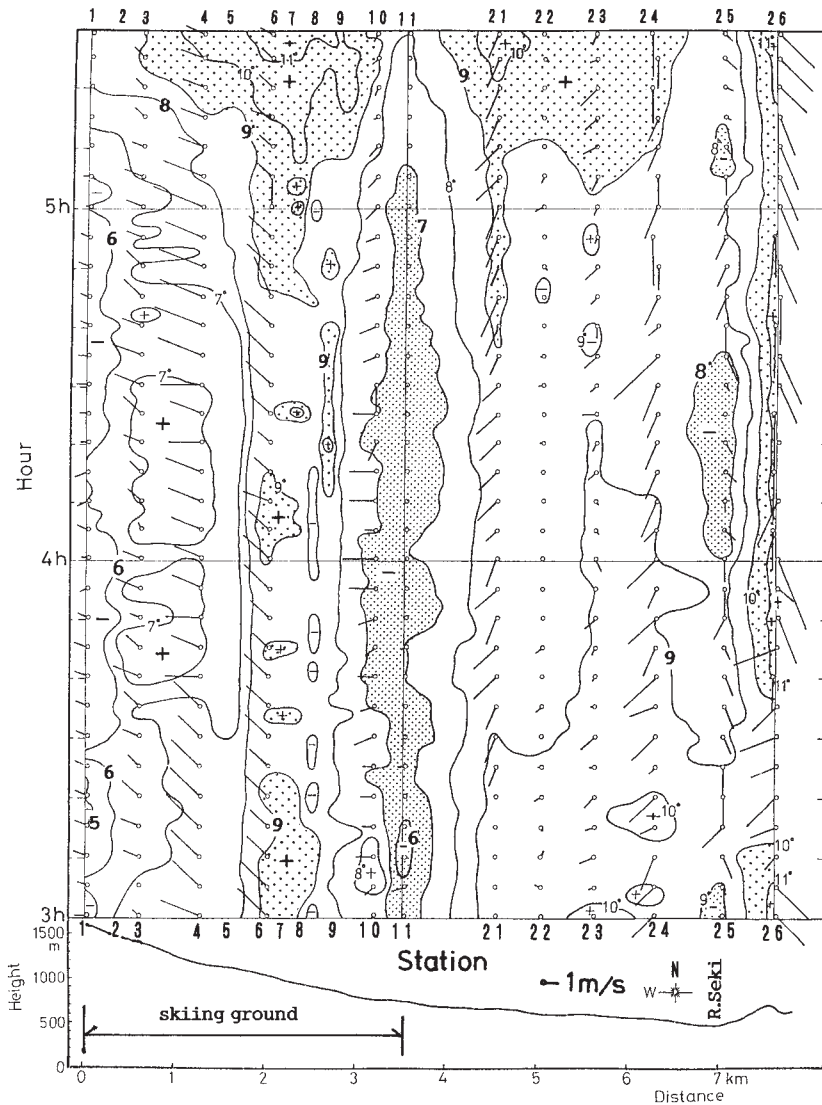
第9図 妙高山東麓斜面における日没時の気温と風の時間・距離断面

(1979年6月1日18時~20時JST)

でも5時過ぎに日の出を向かって気温の上昇が認められた。この日の出が時刻的に早い斜面上方では、日の出以降、測点4周辺で等温線が7℃を超える状況を示し、ゲレンデ末端の低温域も徐々に消失へ向かっている。その一方でいわゆる斜面温暖帯に相当していた測点6~8の地域では、日の出後の気温上昇への転換も時刻的に早く、5時30分には11℃台まで昇温している。このような昇温は測点21を核としても識別でき、東方の測点

26も同様の気温を示しており、かつ双方とも標高の点で近似していることから、この高度が関川の河谷に形成された逆転層の上端に当たると推断できる。それゆえ、これを池の平スキー場ゲレンデ内の気温逆転とは同一視できない。

これに風の吹送分布を重ねて考えたい。関川の河谷を中心とする低所の測点25では、全時間を通じて弱い南寄りの風が吹いている。東端の測点26の風はやや南東に偏向しつつ測点25よりかな



第10図 妙高山東麓斜面における日の出時の気温と風の時間・距離断面

(1979年6月1日3時～5時30分JST)

り風が強い。これは河谷内に形成された逆転層内の風速が弱く、その気層上方で強い南東の風が吹いている構図となる。このような風の吹き方から、夜間の陸風の吹送が伺われ、長野盆地と日本海との間で熱的に駆動される陸風と想定でき、海陸風循環の一端と思われる。このような南寄りの風は測点24や同21でもやや西寄り(妙高山と黒姫山の間から流下する関川の源流部の谷方向に一致)に転じながらも認められる<sup>8)</sup>。

これに対して、ゲレンデ内の風に着眼すると、全域的に斜面上方からの、いわゆる斜面下降風と一致する風向の風が吹いている。加えて風速もやや強く、測点4の風速の大きさは顕著である。それに比べるとゲレンデ末端の測点10～11の風速はそれほど強くない。とくに測点11は無風に近く、ゲレンデ末端に冷気が蓄積・滞留によって形成された安定気層(冷気湖)内に、この地点が入っていることが示唆される。



このような結果から、池の平スキー場ゲレンデ内の風の吹送と気温の分布は、関川の河谷に沿って吹く南北方向の風とは、とくにその循環系の規模などの点で本質的に異なる事象と考えられる。加えて気温の分布状況、とくに等温層を念頭に入れるならば、ゲレンデ内の接地層を滑降する斜面下降風は、関川の河谷に沿って形成される逆転層の上端に流入している可能性が伺われる。

### (3). 池の平スキー場内の気温と風の鉛直分布

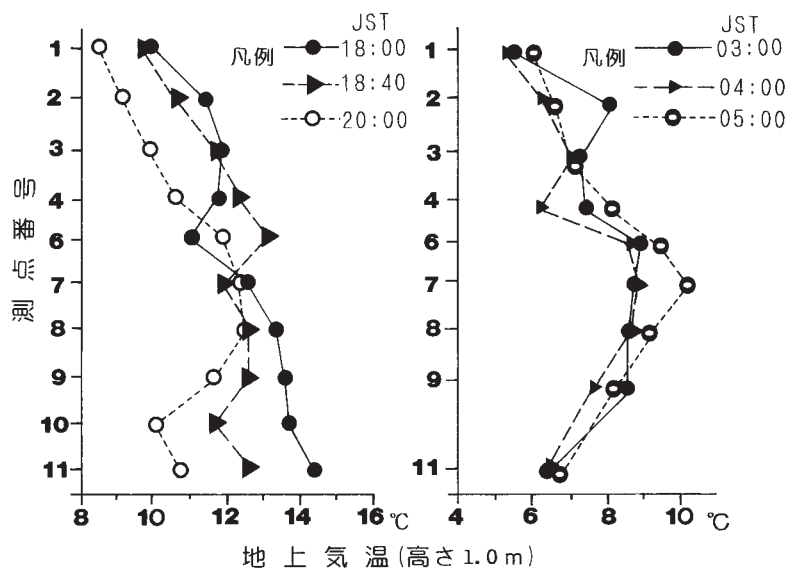
池の平スキー場ゲレンデ内における気温と風の分布に関して、別の視点から検討を試みたい。第11図左に日没後、同右に日の出前と時間帯を分けて、測点別、すなわち標高別に気温の時間的変化を示した。日没後の18時の状況では、標高に応じた遞減状態を呈しているが、次第にゲレンデ内最下部の測点9～11で気温の低下が進捗している。とりわけ測点10～11でそれが明瞭である。なお、測点4～6（標高1,000～1,150 m）の気温変化がいささか複雑である一方、測点4よりも標高の高い地域では、気温が遞減状態を維持しながら時間経過とともに低下している。

これに対して早朝の様子を見ると、時間の経過に伴う気温変化は大きくなく、ほぼ類似した気温の高度分布を呈している。つまり、ゲレンデ内最下部の測点11から同6～7にかけて気温の逆転が明確であり、その逆転度は約4℃に及んでいる。また、4時30分頃の日の出とともに、この逆転の上限に相当する測点6～7（標高1,000 m前後）の昇温がいち早く始動しており、これは先に第10図で識別された事実と整合している。この逆転の上限よりも標高の高い地域では気

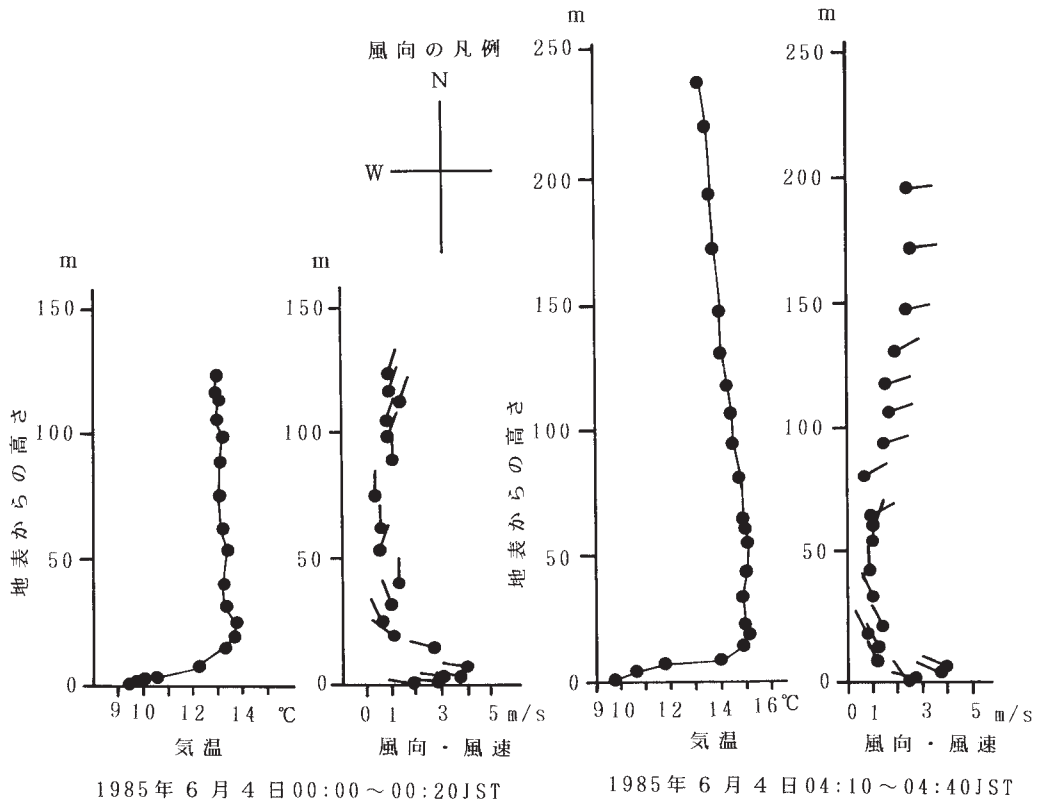
温はほぼ遞減状態にある。

観測日時こそ違え、好天に恵まれた1985年6月3～4日に気球を活用した気温と風の鉛直観測<sup>9)</sup>結果に注目した。まず日没前後の19時頃には、地表付近の気温がやや高く、加えて上空250 mまで等温層であった。また地表付近の風は弱く、高さ50 mから上方では北東寄りの風、つまり海風を示す風が4.0 m/s前後で吹送していた。これが22時前後になると、温度的に地表30 mほどまで接地逆転層形成の兆しが現れる。しかもその気層内の風向は池の平スキー場上部から、つまり斜面下降風の向きと一致し、風速もその領域内で2.0 m/s前後に達するのに対し、その上方の気層（30～60 m）では無風であった。さらにその上方には、1.0～2.0 m/s程度の西寄りの風が高度200 m付近まで出現し、そこから高度350 m辺りまでは南東系の逆向きの風向となっている。

この時の夜半前後と早朝の状況の一部を第12図に示した。この図から、これらの時間帯では温度的に強い接地逆転層の形成が識別でき、その高さはせいぜい20 m前後である。この気層内での風向きは斜面下降風と調和し、しかもこの範囲で



第11図 妙高山東麓・池の平スキー場における  
気温の高度別分布とその時間的推移  
(左：日没後、右：日の出前)



第12図 妙高山東麓・池の平スキー場の定点11における気温と風の鉛直分布

(左: 1985年6月4日00時00分~同00時20分JST. 右: 1985年6月4日04時10分~04時40分JST)

風速が3.0~4.0 m/s とその上層よりも大きい。加えて、接地逆転層より上方の大気の風向は、夜半に海風方向と一致する北寄り、早朝で高さ50 m 前後の北寄りの気層を介在させて東寄りへと転じている。この間の午前2~3時の時間帯では、地表から高さ50 m までの気層は斜面下降風の風向を示し、その風速も3.0~4.0 m/s とその上方に比べて強い。しかし、高さ50 m よりも上空では南寄り、つまり陸風の風向となっている。

このような結果から、この地域では海風が夜半頃まで吹送する点、およびその後、明け方にかけて南寄りから東寄りの陸風と判断できる風の吹送が伺われる。さらにそれに続く、日の出とともに接地気層の気温は上昇し、すべて東寄りへと風向が転じて風速も弱化している。

この項で述べてきたように、火山山麓緩斜面上

における気温と風に焦点を照射した小気候学的観測の結果から、以下の諸点が明らかになった。

①. 対象地域の山麓一帯を広域的な視点から見れば、日没後や日の出前には関川の河谷に沿った南北方向の山谷風の吹送を伺える循環が示唆される。その河谷に沿って形成される夜間の安定気層の厚さは、関川の河谷底の測点25と同26、ないし同21~23との標高差に相当する150~200 m ほどである。

②. 妙高山東麓の緩斜面に沿った気温・風の時間・距離断面に拠れば、日没後、池の平スキー場のゲレンデ内最下部(測点10~11付近)で放射収支が負になるのに同期して、下部から斜面傾斜に沿った西寄りの風の吹送が始動している。しかもそのような気塊の動向が徐々に斜面上方に伝播している。この点から思慮すれば、斜面下降風の

駆動の契機は、斜面下部での気塊の動きにあり、それが徐々に斜面上部へ伝播・波及した結果、斜面における循環系の成立へ誘導していると捉えられる。つまり、それに呼応して、標高 1,000 m 前後の測点 6~7 付近に明瞭な斜面温暖帯が現出している事実もその一端と思われる。また、この斜面温暖帯より上方は、基本的に気温は遞減状態を呈している。

③. 上記②と同様に夜半過ぎから日の出前の結果を注視すると、ゲレンデ内低所の測点 10~11 はやはり低温域となっており、そこへの斜面下降風の流入が識別される。よってこの付近に局地的な安定気層が形成されると思われる。それとは逆に測点 6~7 辺りには斜面温暖帯が現れている。このゲレンデ内の接地気層の上部には、斜面下降風の反転流<sup>9)</sup>にも見える大気の流れが掌握され、緩斜面上での局地的な循環系の形成が伺われた。また、その上方には広域的な海風の進入を示唆する北東寄りの海風が現出している。

④. 斜面中腹の測点 8~同 9 の観測値に拠り、接地気層の鉛直的な気温逆転度は、2℃前後の出現頻度が高く、その際の風向はほぼ NW~W の範囲に収まり、かつ風速は 2~3 m/s 程度の範疇にある。同地点で観測中に、この斜面下降風はその吹送前に比べて体感的に温風として感知され、斜面下降風が冷気の流下とは必ずしも断定できない。

⑤. 妙高山東麓緩斜面上での気温と風の分布結果に依拠すれば、関川の河谷に沿って形成される逆転層（標高 500~700 m）<sup>10)</sup>とその上方に昼夜間で風向が正反対に交代する海陸風（南北方向）の吹送（標高 700 m 以上）する気層の 2 層の存在が指摘できる。それに対して、池の平スキー場ゲレンデ内に識別される最下部（標高 750~800 m）の低温な気層の形成と斜面温暖帯（標高 1,000 m 前後）との間の気温逆転現象は、反転流の可能性を内包する局地的な循環にも見えるけれども、これ以上の言及はできない。この斜面温暖帯の標高と背後の妙高山の外輪山（2,000 m）との標高差は、1,000 m 程となり、妙高山山頂とのそれは

1,500 m となる。それらを関川の河谷底からの比高に置換すれば、斜面温暖帯は 500 m であり、外輪山は 1,500 m で、妙高山山頂は 2,000 m となるので、背後の山体の 1/3~1/4 の高度に斜面温暖帯が出現していることになる。この高度の値は先人の指摘内容に比べていささか高い（吉野：1982, 1986）。

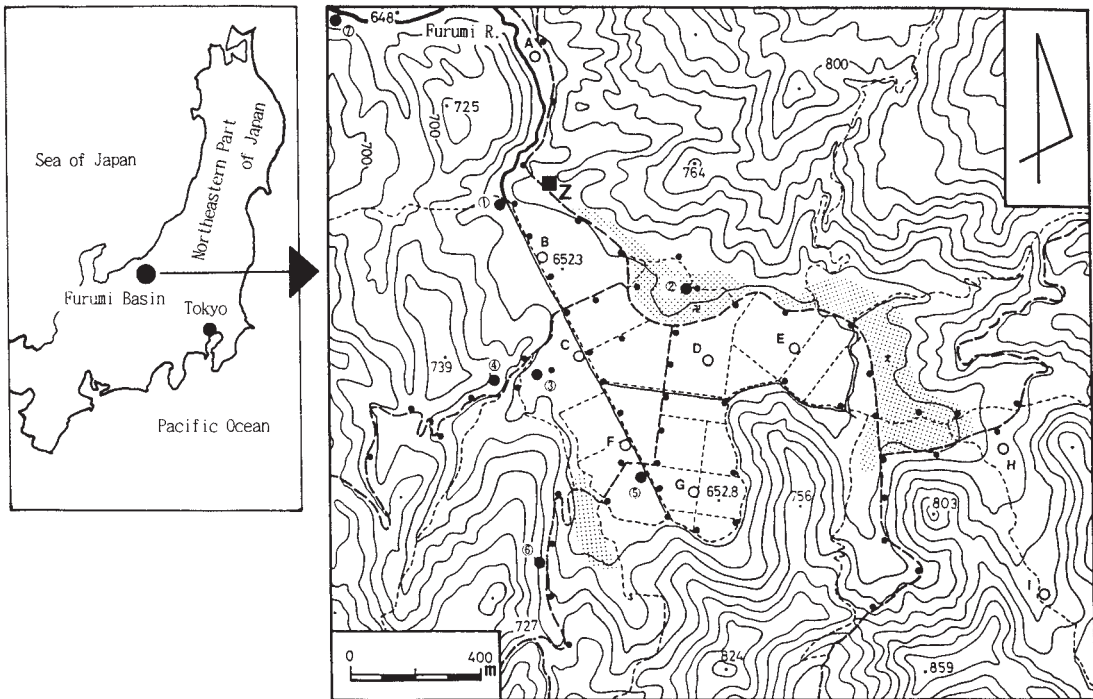
### 3. 斜面下降風とそれに連なる盆状地形

#### (1). 調査地域の概要と観測方法

本研究の狙いに鑑みて、山地斜面に盆状地形が連なる地域を検討した上で、その規模、ならびに気象観測遂行上の現場の可能性も勘案して、それに適合する長野県上水内郡信濃町古海地区を選定した。

この古海地区は、ナウマン象の発掘でつとに知られている野尻湖の北々東、約 2~3 km 弱の距離にあり、斑尾山（1,382 m）の西北西斜面の裾野に位置している。第 13 図からも読み取れるように、この小盆地の直径はおよそ 1.0~1.5 km ほどで、文字通りかつては小さな湖沼であった<sup>11)</sup>。その証として、盆地底の最高地点（盆地東縁：657 m）と盆地の排水河川である古海川（河幅 2~3 m ほど）の流出口に相当する北西端（652 m）との高低差の小ささが指摘できる。しかも盆地南の最奥部（653 m）には、未だ葦の生育する低湿地が、狭小ながらも水田化不能の一角として残存し、さらに盆地底の地表下からは、時折、埋没樹木の根が出土する状況にある。このような背景も加わって、この地区の集落は盆地周辺の緩やかな傾斜地（東部に約 40 戸、北部に同じく 40 戸、南部に 10 戸程度）に立地している<sup>12)</sup>。よってこの小盆地は斑尾山の懷に抱かれる山麓傾斜地にあり（第 21 図）、斜面から気塊がこの盆地へ流入すると同時に、盆地からそれが流出する構図を視野に入れる必要がある。これには河川における流出を検討するために考案された『タンクモデル』のような思考が求められる。

先に触れたようにほぼ水平なこの盆地底を縁取る周囲の傾斜地は、斑尾山に連なる東南東の緩斜



第13図 長野県信濃町古海地区の地形概略と観測地点分布図

(①～⑦)：自記記録計設置定点。A～I：有人の定点観測点。●：車による移動観測点。Z：強風のため気球浮揚が不能であった地点。図中のドットを施した範囲は集落の立地している区域を示す)

面（畑地に利用）を除いて、ほとんど杉と落葉広葉樹の卓越する樹木に被覆された急斜面である。また周辺山地の稜線と盆地底との比高は、ほぼ150～200 m程<sup>13)</sup>に達し、野尻湖とを隔てる山稜も800 m前後の標高を示す。それにこの古海地区の盆地底と周りの斜面との境界は、野尻湖に近似してかなり出入りのある形状を呈している（第13図参照）。

上述の古海川は盆地の北西端からこれを塞ぐ小丘（比高30 mほど）を侵食するような形で流出し、西へ3～4 kmほど流下した後、新潟県妙高市（旧・妙高高原町）で北流する関川に合流（標高500 m）する。この関川が最終的に注ぐ日本海から、観測対象地である古海盆地までの直線距離は40 km近くあり、ここから南方の長野盆地まではさらに同じく20 kmほど離れている。けれども、既述したように北の高田平野と南の長野盆地を画する分水嶺は、標高の高い山稜によって明

確に区切られておらず、日々の気象条件次第で、対象地域への海陸風の吹送は、充分に予想できる循環系である。

本研究で設定した目的を解明するための現地気象観測を、1987年10月の予備観測を皮切りに、これまでおもに秋季を中心に計19回<sup>14)</sup>実施してきた。当然のことながら、常に研究対象とした現象の発現が期待できる天気恵まれるわけではない。ここでは拙稿（1997）に準拠して再吟味を図ることに主眼を置いた。また、大陸から日本列島上に高気圧が東進して静穏な晴天に恵まれた1989年11月2～4日の観測結果を中心に報じ、それを補足する意味で1987年、および1988年の10月の結果も参考とすることにした<sup>15)</sup>。

つぎに気象観測の内容について簡単に触れる。まず11月2～3日早朝にかけて、第13図の①と⑦の地点に自記温度計（大田計器製。地上1.2 mの高度に簡易の百葉箱を設置してその中に保管）



を設置して気温の連続観測を遂行した。加えて、この両地点において、マイクロアネモ（牧野応用測器製）を用いて風を連続的に測定した。さらに測点 A と H の 2 地点において、有人による気温・湿度（アスマン通風乾湿計）と風（中浅式風向風速計）の観測を 2 分間隔で実施した上で、測点 B, E, G において簡易気球（トゥテックス製）を用いた気温と風の垂直分布（測器の関係上、高度 100 m 前後まで）の掌握に努めた。

その一方で、盆地内の気温分布を把握するために、車を使用した移動観測を併行した。それは車の左前方（佐橋：1983）で高さ 2.0 m の位置に放射除けを装着したサーミスタ温度計を固定して測定した。測点数は 60 点余り（第 13 図参照）で、そのうち 20 地点において重複測定をした。なお、1 回の移動観測（観測車の速度 25~30 km/h）に要する時間はおよそ 45 分程度である。

また、3 日の日没以降の観測は、2 日早朝の観測内容に加え、第 13 図の測点②~⑥に自記温度計を、かつ測点 A~I すべてにおいて有人による気温と風の定点観測をそれぞれ行なった。さらに測点 A, B, E, H の 4 点で気球を用いた鉛直観測を実施した。ただし、測点 E では係留ゾンデ（AIR 社製：TS-2A 型）を浮揚したので、高度 200~300 m までの測定が可能となった。

これまで述べてきた観測地点の配置で、とくに念頭に入れるべき点は、この小盆地を中心に捉えると、測点 H と I は上流側の緩斜面上に、測点 A や同①は下手側の古海川の河谷底にそれぞれ位置していることである。

## (2). 気温の水平分布

車を利用した移動観測は、天気状況、とりわけ雲量の変化を考慮しつつ、同時に気球観測に歩調を合わせながら実施した。結果的に 3 日早朝は 4 回、3~4 日にかけては 8 回と計 12 回の観測がなされた。この測定値をもとに次の手順で水平的な気温偏差分布図を描画した。

①：観測値に器差補正を施した。

②：自記温度計の、ならびに有人定点の気温の

時間変化をもとに、時刻補正を施した。その際の基準点と移動点との対応では、まず測点が盆地底の平坦地か斜面上かに着眼し、次に距離的な遠近さを判断の根拠として、最終的に 9 ブロックに分割して処理した。また、1 回の移動観測の所要時間（約 45 分間）のうち、前・中・後半と補正する基準時刻を適宜変えて検討を試みた結果、いずれの時間帯でも気温の分布傾向に明確な差異が現出しなかったので、原則的にほぼ中間の時刻を補正時刻と定めた。

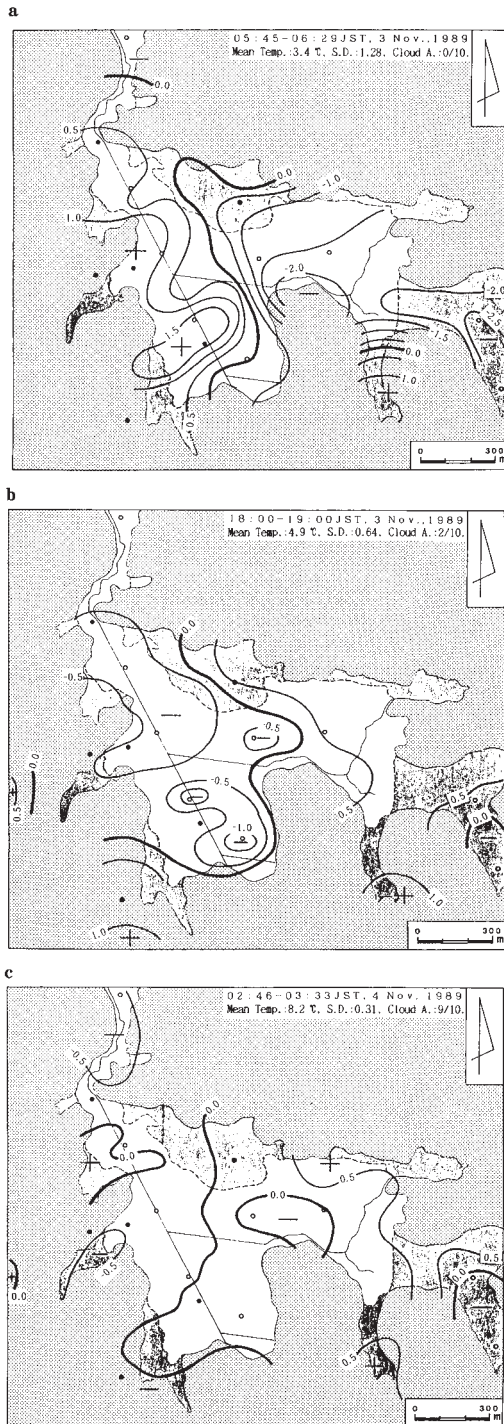
③：移動観測点は盆地周辺の斜面上にも設定されている（第 13 図）ので、盆地底面の標高に調整するべく高度補正をした。その対象は、盆地南東方の緩斜面に、そして南部と西側の急斜面に位置する測点であり、計 20 点がこれに該当した。

④：毎回の移動観測ごとの補正時刻に相当する全地点（定点も含む）の気温値から、相加平均値を算出し、その平均値に対する個々の地点の偏差を求めて気温偏差分布図を作成した。

大陸からの寒気の吹き出しも弱まった 11 月 3 日未明、平均気温は 3°C 台に上がったものの、その標準偏差はむしろ大きくなった。すなわち、それは静穏晴夜になるにつれて測点間の気温差の拡大が現出し始めたことを物語っている。ところが、3 日夕方から 4 日にかけての場合には、雲量の増大に呼応して平均気温が上昇する一方、その標準偏差は徐々に小さくなっている。

ところで得られた気温偏差分布図 12 枚を概観すると、明瞭なタイプ分けが可能となった。これに 1987 年と 1988 年の 10 月の観測結果から作図された同類の分布図を数枚<sup>16)</sup> 加味したところ、一層この類型化の妥当性が補強できた。その類型化が可能となった気温偏差分布図を各型別に説明する。

まず第 14 図 a に掲げたタイプ（NE 型）がある。つまり、気温の等偏差線の走りからも分かるように、南東部の緩斜面上から低温な気塊が舌状に盆地内に流入し、盆地の北半部をそのまま北西へ抜けて、古海川の河谷に沿って流下する結果、相対的に暖かい領域が盆地の南西方を占有する形



第 14 図 古海盆地における代表的な気温偏差分布図  
(等値線は 0.5°C 間隔で表示)

a = NE 型: 1989 年 11 月 3 日 05 時 45 分~06 時 29 分 JST  
b = SW 型: 1989 年 11 月 3 日 18 時 00 分~19 時 00 分 JST  
c = X 型: 1989 年 11 月 4 日 02 時 46 分~03 時 33 分 JST

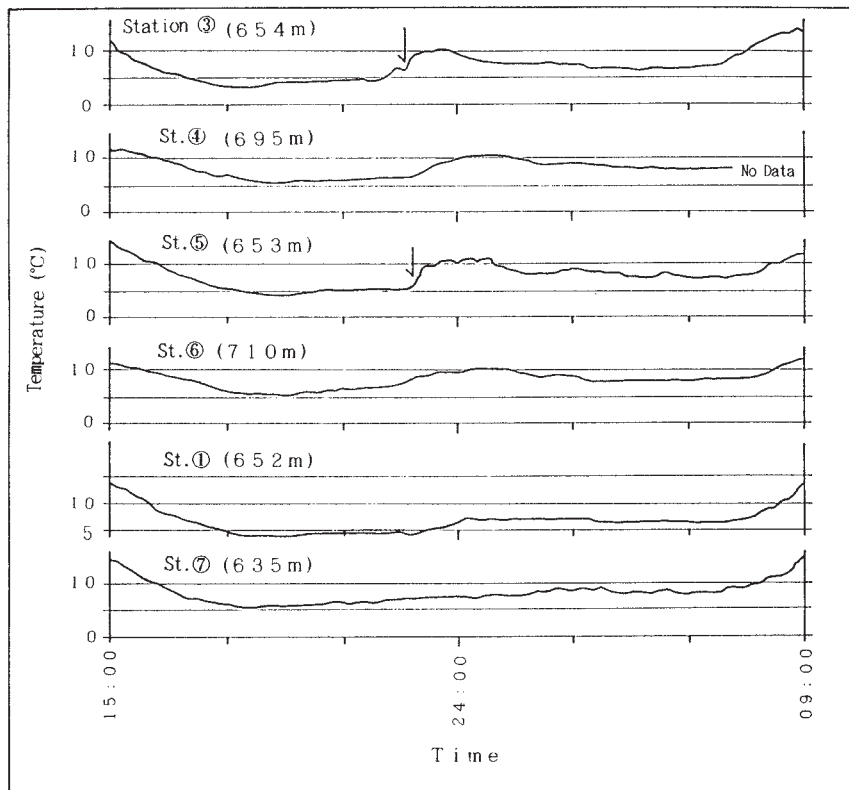
で棲み分けている型である。この時、最高温域は盆地の南部に現れている。

2 つ目のタイプ (SW 型) は第 14 図 b に提示されている。この型は NE 型とは逆に、盆地の出口から南部にかけて低温となる型であり、湿地の残存している南の盆地奥部を核に最低温域が現れている。しかるにこれと相対して偏差 0 以上の正偏差域は、集落の立地する盆地北部から東部にかけて広がっている。しかも盆地底と周囲の斜面 (南東の緩斜面は除く) とで気温が逆転している様子さえ伺われる。上記の 2 つのタイプはいずれも雲量の少ない好天の際に発現している。

つぎに第 14 図 c が 3 つ目のタイプ (X 型) として挙げられる。この図から、低温域・高温域の明確な棲み分けの判別は困難である。換言すれば、これは不規則な気温分布を示すタイプであり、雲量の多い場合に現れやすい事実が判明した。

上述の気温偏差分布図における NE, SW, X の 3 つのタイプを念頭に入れて、先の 12 枚の分布図を時系列に眺めてみる。11 月 3 日早朝の際には、冬型の気圧配置が緩むにつれて風が収まり、気温偏差分布図は X 型であったけれども、未明に向けて静穏に反応して NE 型へと転じた。しかしながら、低温域は盆地出口の測点 B や古海川の河谷に位置する測点 A 付近にいち早く現れ、その後南東の緩斜面上にもそれが出現してくる。第 14 図 a は時刻的にもそれら双方の低温域の併合した姿を提示しているのだろう。

これに対して 3 日夕方から 4 日朝にかけては、当初、SW 型が現れたものの、雲量の増加に伴って徐々に SW 型が弱化するように推移し、最終的に X 型となって、それが 4 日朝方まで続いた。この日没時の SW 型では、盆地出口の測点 B や南部の測点 F, G を中心に低温域が現れる一方、南東部の緩斜面上は、小集落からの排熱に起因する熱的影響なのか、あるいは斜面温暖帯の現れなのか、正の偏差域を呈している。また、盆地底面と周辺の山地斜面 (南東の緩斜面は除く) との気温の逆転現象は、その逆転度こそ縮減する傾向をとりつつも夜間を通して識別されている。この日



第15図 古海盆地とその周辺の定点における気温の時間変化

(1989年11月3日15時00分～4日09時00分JST. 図中の矢印は気温の上昇を示す)

の夜間のような雲量の急増は、気温分布の地域差を解消させ、かつ気温の逆転現象をも消失させると予見できる。

この気温偏差分布への着目を通して、静穏晴夜という条件さえ整えば、古海盆地ではNE型かSW型の発現が予測可能と理解できた。とりわけNE型では、唯一の緩斜面（畑地）である南東方向から低温な気塊が盆地内に流入し、そのまま北西方向へ進出して、古海川の河谷沿いに流下する反面、盆地の南西域はそれと裏腹に正偏差域となりがちである。しかし、3日23時～4日0時にかけての移動観測によって得られた全測点の平均気温（8.7℃）の明らかな上昇とその標準偏差の大きさ（±1.35）は、いささか理解に苦しむ。

そこで筆者は、第13図の測点①～⑦に設置した自記温度計の夜間の連続記録を整理した。第15図が3日15時～4日9時までの気温変化図で

ある。この図から、測点③と⑤における3日23時頃の気温の急昇（5℃ほど）が明白である。この昇温に続く高温は、測点③でおよそ1時間、測点⑤で2時間それぞれ継続している。この両地点に近接する背後の急斜面上の測点④や⑥でも、ほぼ同時刻を中心に昇温は生じているけれども、測点③や⑤とは相違してその上昇過程の曲線が緩慢で、かつ気温降下を示す変化曲線もやや不鮮明である。盆地出口に相当する測点①では、この昇温時刻が遅れ、その上昇幅も2～3℃と小さい。しかも上昇や降下の曲線がやはり不明瞭である。測点⑦ではこのような夜半前後の気温上昇（ブレーク）は明確でない。よってこのような夜半の昇温の影響を被った場所とそれをあまり受けなかった所との地域差が現出し、この時間帯の移動観測で、全体的な平均気温の上昇のみならず、標準偏差が大きくなったと解釈できる。

ところで、この夜半の気温急上昇はその原因を何に求められるのだろうか。測点③と⑤にもっとも近い測点 C、F の観測値を照合したところ、これらの昇温に連動して 23 時過ぎから、2 m/s を超える S~SSW 系の風が急に吹送し始めている。この南寄りの風は、F 地点で 3 日 23 時から 4 日 1 時直前まで、C 地点では同じく 23 時 30 分から 0 時 20 分過ぎまで持続した。その後、F 地点では風向の不定な風が、C 地点では NNW の風が、各々 1 時 30 分近くまで吹送した後、弱まっている。測点①に近い測点 B ではこの時間帯に風は吹かず、4 日 1 時前後に WSW~NW の弱風が吹送したに留まっている。かくして、南寄りの風の吹送が夜間昇温と一致するゆえ、この風が気温の急上昇を招来したと判断できる<sup>17)</sup>。この SSW~S の風の風上にはまさに野尻湖が位置している。よって、その湖水が熱源として作用し、湖上の暖気がこの地に拡散してきた姿なのか<sup>18)</sup>、あるいは単にその湖面上を通過した南方からの気塊が湖水から熱を供給された後、この小盆地に移流してきたのか、さらにはより大きなスケールでの循環場が形成され、内陸の長野盆地側から相対的に暖かい大気が、陸風として北に向けて吹送した一断面を捉えたものなのか、この段階では特定できない。いずれにしても、この南寄りの風が、古海盆地と野尻湖を分け隔てている山稜をオーバーハンギ的に越え、その風向に対して盆地底の長軸方向に位置する地点 C、F<sup>19)</sup> などに昇温をもたらしたと理解できる。この南寄りの風のいわば山陰に相当する測点③、⑤では、山越えの反転流によって気温が上昇し、時刻的に測点 C、F からやや遅れて応答し、しかもその昇温が緩慢となった。また、盆地出口の測点①や古海川の谷底の測点⑦では、天空比の小さが南からの気塊の影響を阻止し、その結果、気温上昇幅が小さいか、昇温過程がより鈍化したものと受け取れる。このような解釈は、これまで述べてきた内容と矛盾するものではない。

これまでの結果を踏まえると、個々の地点の気温の低下には、日没前後の日射に対する地形的な

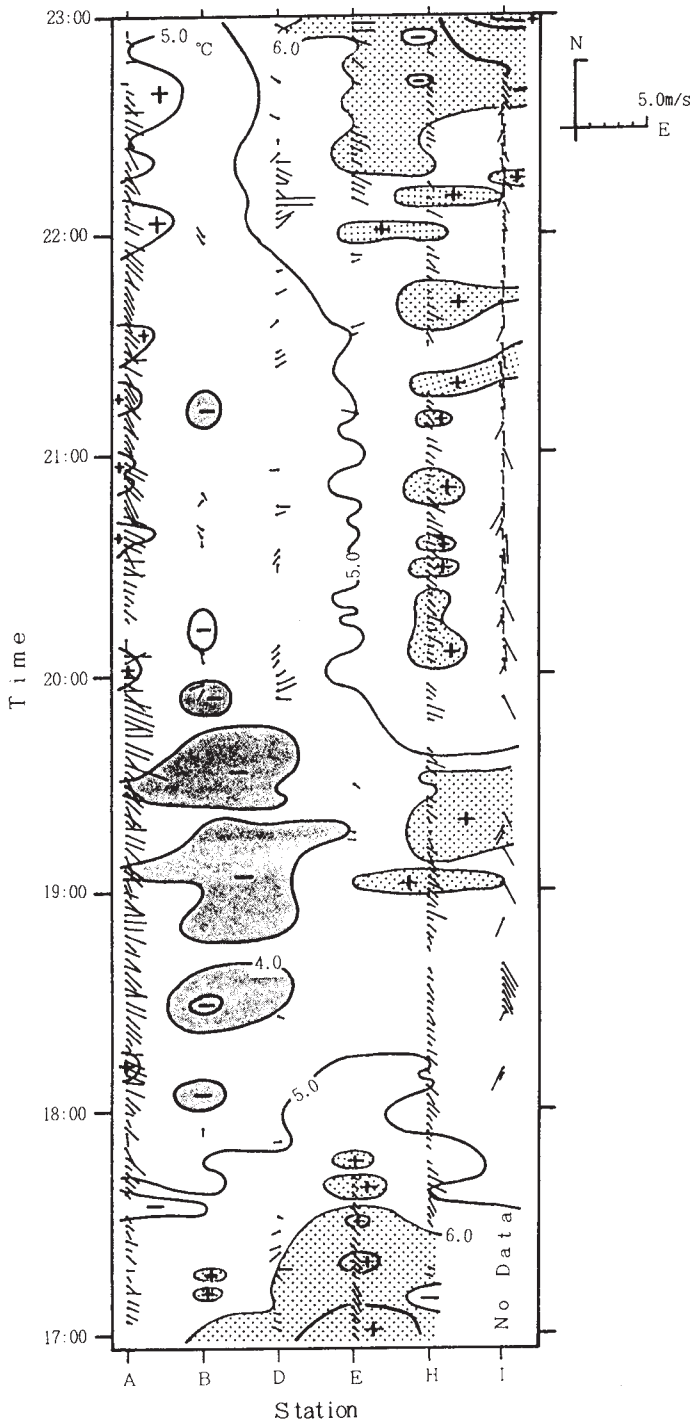
山陰に入る時刻的な遅速、および地被状態が大きく寄与していることが伺われる。それは取りも直さず、長波放射の多少が気温変化に大きな比重を占めていることを意味している。

### (3). 気温と風の時間・距離断面

前項で示した第 14 図 a のような NE 型の発現は何の現れなのか、A~I で定点観測を実施した 3 日夕方からの値をもとに気温と風の時間・距離断面で吟味した (第 16 図)。気温低下の始動が時刻的に早いのは測点 A、B であり、18 時過ぎから 4℃以下に冷えている範囲も測点 B を中心とする測点 A~D の地域で生じており、前項までの説明内容に整合している。緩斜面上の測点 I も気温低下が早く始まっている。これとてやはり測点 I の西側に地形的な尾根部が突出し、日没時に時刻的に早く地形的な陰に入る地点ゆえと思われる。その面で測点 A、B、C、F などと似通っている。これとは逆に、測点 E や H は相対的に温度の高い状態を長く継続している。これらの区域は西へ沈む太陽の陽射しに対して地形的な陰になりにくく、時刻的に遅くまで照らされている場所に一致している。雲量が少なく放射冷却が進んだと思われる 20 時頃までの間で、とくに 19 時以降、盆地底の測点 B や D と東方の緩斜面上に位置する高度の高い測点 H や I との間で温度的に逆転が生じている。しかしながら、雲量の増加とともにこの現象は衰弱し、それと同時に地点間の気温の開きも弱化している。

これに風の状態を加味して考察する。天気条件に比較的恵まれた日没時の時間帯に、測点 A において終始 SE 寄りの風が吹いている。とりわけ 18~20 時までの、文字通り上述の気温の逆転が発生している間、風の恒存度はきわめて高い状況にある。測点 A のこの風向きは、古海川の河谷の伸長方向に合致しているし、斑尾山からの斜面傾斜の方角とも調和している。これに加えて、測点 H で斜面上方からの微風が定常的に吹送している様子や測点 I での 18 時 30 分前後に斜面を下る風の発現が認められる。しかも下手の測点 H





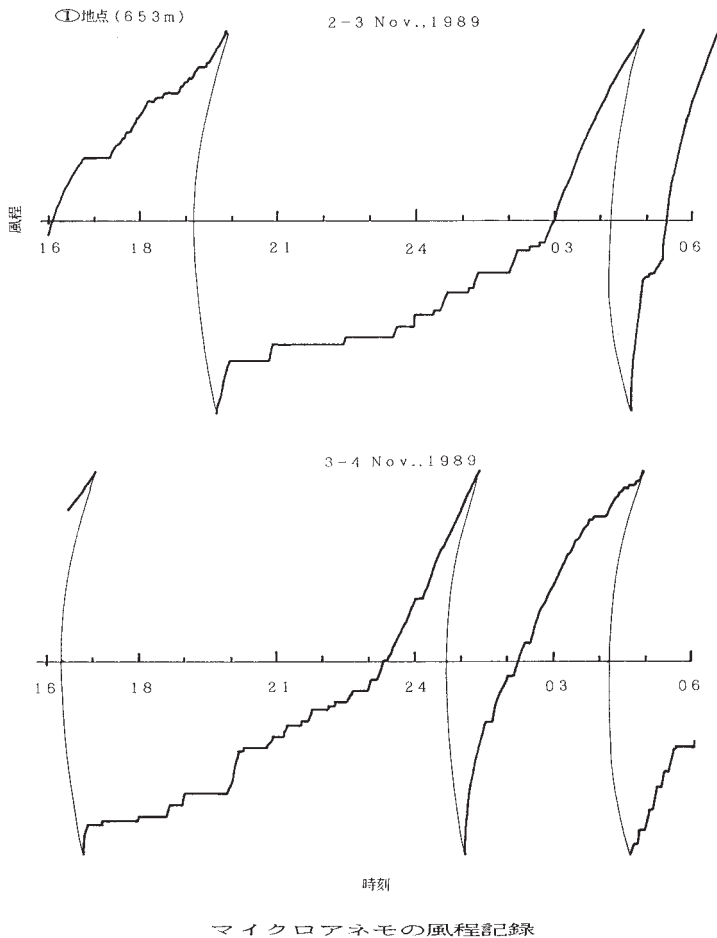
第16図 古海盆地とその周辺における気温と風の時間・距離断面

(1989年11月3日17時00分～3日23時00分JST. 図中の網目は相対的な低温を、ドットは同じく高温を各々示す。等温線の間隔は1.0°C, 風は上方を北とし、ベクトル表現で図化している)

(盆地底との比高 58 m) の風速が上手の測点 I (同じく 103 m) のそれよりも弱い。けれども、盆地底に位置する測点 B, D, E では、この時間帯にほぼ無風である。次第に高曇りに転じた 20 時以降、測点 A や H では気温の上下動が周期性をもって現れるようになり、また、盆地のほぼ中央の測点 D や E でも一時的ながら風が吹くように変化した。それでも低温域の中核であった測点 B では無風である。

そこで盆地出口の測点①に設置したマイクロアナネモの風程記録<sup>20)</sup>を対照した(第17図)。この図から3日17～23時頃までの間に、風程の階段状の変化が識別できる。すなわち、風の吹送が間欠的であり、しかも雲量の少なかった20時頃までの間、無風時間の間隔がより長い傾向にある。興味あることに前日の夜間にも、この地点では同様の風の吹き方を示し、なかんずく2日20時から3日3時の間は間欠的で、かつその時間間隔が徐々に短く推移している。しかし、既に言及した測点 A はもとより、さらに下流の谷間の測点⑦の風の記録をこれに照合しても、多少の風速の弱化こそあれ、このような風の間欠的な吹き方は発現せず、古海川の上流方向(古海盆地側)から下手側へ流下する風の吹送が間断なく生起している。

よって、静穏晴夜という条件のもとにおいて、古海盆地の H や I の上流測点のみならず下流の測点 A や⑦でも地表付近を吹き下る気塊の流れが生じている。でもその一方で、古海盆地の底部には低温域が形成され、気塊の動きは皆無に近い。



第 17 図 古海盆地出口の定点①に設置したマイクロアネモによる  
風程の時間変化

(上: 1989 年 11 月 2 日 16 時 00 分～3 日 06 時 00 分 JST.

下: 1989 年 11 月 3 日 16 時 00 分～4 日 06 時 00 分 JST)

#### (4). 山地斜面における気温と風速の変化

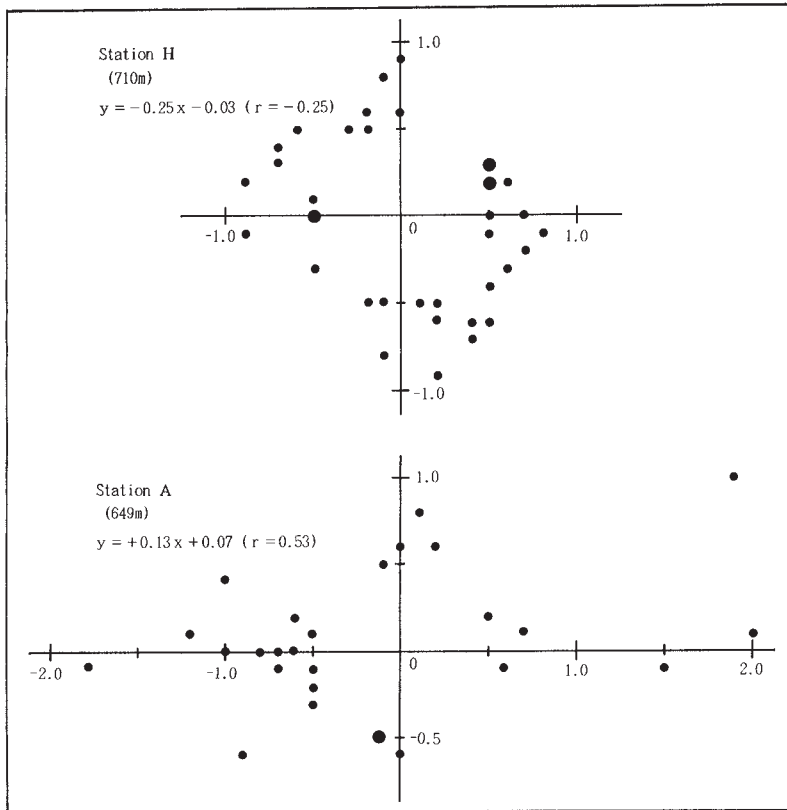
前項で説明したように、古海盆地に連なる唯一の緩斜面（東南東方向）上の地点と盆地からの流出河川に沿った下流側谷底の地点でのみ、静穏な夜間に大気の動きが生じていた。これらの地点における風向はいずれも ESE～SE 系に収斂し、斑尾山の山谷に従った風向きと一致している。

そこで 3 日早朝の静穏時の気温と風速の時系列的な変化を先の緩斜面上の測点 H について図化した（図略）。夜半過ぎに一旦、風速が 1 m/s 以下となって穏やかになる気配を示したものの、3 時頃から 5 時前後までは 2 m/s 前後の風が周期

的な風速変動を繰り返しながら吹き<sup>21)</sup>、その後は 1 m/s 以下にダウンしている。その際の気温の上下動に対し時間軸を合わせて比べると、風速の変化と気温の動きが符合しているように見える。とくに 4 時を挟んだ双方の変動は、それ以外の時間帯の動向に比較して大きい。このような斜面上方からの気塊の流下を示唆する風速の増加は、その地点に気温の低下を招来するの、あるいは逆にその上昇をもたらすのかは、先人の研究においても間々意見の対立する論点なのは、冒頭に触れたとおりである。

前項でも指摘した古海盆地を挟む上、下流の測点（H と A）で、観測を実施した 3 日の日没時を対象に、風速と気温の変化量の対応関係に注視した（第 18 図）。この図で細かな双方の動態に固執せず、判然とした状況を把握するためにある一定値を超える<sup>22)</sup> 変化量のみを抽出して関係の明確化を図った。この図に依拠するならば、古海盆地

上手の測点 H と下手の測点 A との間で、両者の相関傾向が逆である。敢えて詳述するならば、前者では風速の増大が気温の低下を説明し、冷氣塊の流下と感知されるものの、後者ではそれが昇温を招いて、相対的な温風の吹送と捉えられる。この内容は図中に記した各々の回帰式の傾きにも明示されている。これと同様の傾向は 3 日未明の際にも把握され、測点 A では風速がアップすると気温が上昇する半面、測点 H では風速が増す際に気温が下降している<sup>23)</sup>。このような結果を根拠にするならば、古海盆地の風上側斜面に位置する測点 H にとってこの斜面下降風は冷氣塊と認識



第18図 古海盆地の測点HとAにおける気温変化量と風速変化量との関係

(1989年11月3日17時00分～3日21時30分JST. 図中の大きい●は2回の出現頻度を示す)

され、この気塊の吹送はいわゆる「冷気流」と認定できる。しかし、その一方、この小盆地の下流側に位置する測点Aでは、流下する大気に温度上昇が付随するので、暖気の移流と見做せる。この点はきわめて注目し値する事実である。かくして、古海盆地を介する上流の測点Hと下流の測点Aとの間で、気温と風速の変化量の対応関係において移流してくる気塊の温度的な意味合いは逆になり、その差異が検出され、その解釈への関心が一層寄せられる。

##### (5). 気温と風の鉛直分布

11月3～4日にかけて観測した気温と風の鉛直分布を、測点別に時間を追って精査した(図略)。先に言及したように、この日は日没後20時前後まで雲量が少なかった。日没後、測点A, B, E

れる接地逆転層の発達が強風の吹送高度を規定しているのか定かでない。状況から察してその相互の連関の帰結かと予想できる。いずれにしても、逆転層の上限高度とSE寄りの風の吹送下限との対応は良く符合し、その境界面は地上50m程度と低い。この高さより下層では風は弱まるけれども定常的に気塊は流れている(第16図)。さらにこの地点の下流に位する測点⑦では、谷底の幅がいささか広がりとは申せ、常に地表面上で上流側からの大気の流れを記録しており、このような大気の動きの出現は測点Aの気塊の流れを支持している。

ところが盆地出口近くの測点Bでは、高度100m辺りまで大気の動きはほとんど認められず、接地逆転層の上限は70～90m程度と測点Aに比べてその厚みが拡大している。この地点における

とも地表付近の気温は4℃程度で、先の第14図bや第15図とも整合し、かつ無風に近い。けれども気温や風の鉛直的な変化に着目すれば、測点によってかなり様相が異なる。何よりもまず盆地下流の河谷に位置する測点Aの状況が目を見張る。ここでは気温の接地逆転が顕著で、その強度は地上と高度50mとの間で6℃余りにも達している。しかもこの逆転層の上層にSE～S系の風が吹送しており、かなりの強風<sup>24)</sup>であった。この風の存在が逆転層の上限を決定しているのか、それとも日没とともに西側に隣接する地形起伏に起因して、いち早く日陰域に入るこの測点Aで形成さ

気温の鉛直断面は 22 時頃まで大差なく推移しているけれども、夜半に著しく逆転層の上端が低くなっている。まさにこの時、第 15 図で述べた南寄りの風の卓越に絡む昇温によって、安定気層の破壊が進行したのであろう。加えてすっかり高曇りに転じた未明には、90 m 位まで等温層に転じている。

これに対して、盆地東寄りの測点 E においては他地点に比べて、高い高度まで観測可能であったので、100 m よりも上空の大気の動向が判明した。昼間の谷風、ないし広域的な循環を物語る風は、日没とともにごく地面近くの接地気層に残存するにすぎない。この気層も 20 時過ぎには無風に変わり、放射冷却の進展を反映した逆転層の形成が顕著になった。山風の吹送を示唆する風は弱いながらも 40~80 m の気層に出現しており、これは 19 時直後の状況と同じである。しかし、100 m 以上の高さには西寄りの 1.0~2.0 m/s の大気の流れが認められ、かつ気層の飽和混合比の値は下がっている。この上部境界層に相当する高度での西寄りの風は 20 時台後半には次第に弱化した。この時間帯までの吹送やその風向、高度を考慮すれば、この風の存在はもっと広域的な海風の循環の一端とも言える。雲量の増えた 21 時以降から夜半にかけては、次第に接地層の逆転強度が弱まり、それを助長するかのように SE 系の風が強まった。すなわち、2.0 m/s を超える風が 22 時後半には 80 m より上空に留まっていたけれども、0 時過ぎにはそれが 30 m の高さまで波及し 100 m より上方では風速が 4~5 m/s にまで達した。これは再三触れてきたこの日の夜間の急激な温度上昇時に符合するものである。このような風速や吹送高度の鉛直的範囲から思考して、この SE 系のやや強い風は斜面下降風というような局地的循環とは考え及びにくく、さらに広域な循環場での大気の動きと見受けられる。これ以後、早朝にかけて気温や飽和混合比の鉛直断面に大きな相違は現出しなかった。

東方緩斜面上の測点 H では、測器の都合上 50 m 高度までの観測に終始した。これまでの他の

測点同様に、日没後の接地逆転層の発達が識別でき、 $4^{\circ}\text{C}/50\text{ m}$  の逆転強度を呈している。当初、この低層には斜面上部からの気塊の流れが見られたものの、夜半以降に南寄りの風が強まって、その影響のために気温の鉛直分布は複雑な様相へと変化した。

観測時刻の不揃いを許容した上で、天気条件に恵まれた 3 日早朝の気温の鉛直分布を注目してみたい (第 19 図)。測点 B, E, G 間で相互に比較すると、地表付近では盆地南奥部の測点 G で気温が高く、測点 B や E はそれよりも低温を示している。このような相違は第 14 図 a に掲げた気温の平面分布を補完こそすれ矛盾はしない。しかも測点 G の鉛直断面からは、気温の接地逆転が読み取れない。これに反し、測点 E の接地逆転は歴然としており、その強度は  $4.8^{\circ}\text{C}/60\text{ m}$  にも及んでいる。因みに、午前 1 時以降の測点 E におけるこの逆転強度の推移を列記すると、

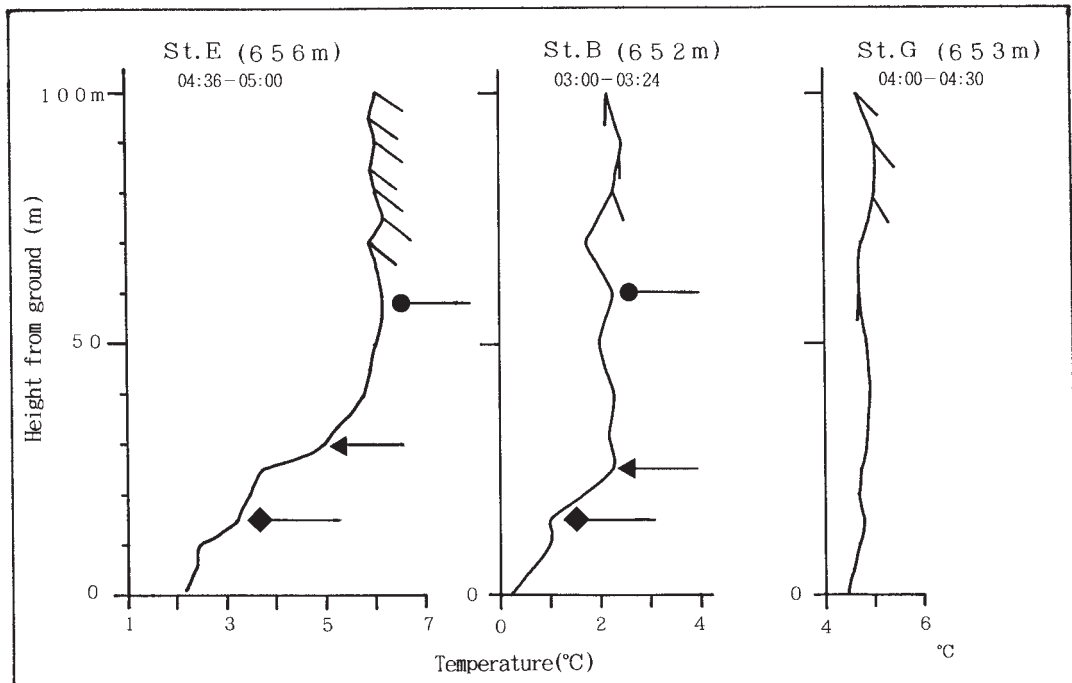
$$\begin{aligned} 2.2^{\circ}\text{C}/35\text{ m} (1\text{ 時}) &\Rightarrow 2.8^{\circ}\text{C}/45\text{ m} (2\text{ 時}) \Rightarrow \\ 4.1^{\circ}\text{C}/55\text{ m} (3\text{ 時}) &\Rightarrow 4.8^{\circ}\text{C}/60\text{ m} (5\text{ 時前}) \\ &\Rightarrow 5.0^{\circ}\text{C}/45\text{ m} (6\text{ 時前}) \end{aligned}$$

と日の出に向かって次第に強化している。これに加えて、この逆転層の上端付近から上層 (総じてほぼ 50 m より上に相当) に SE 系の風の進入が見られ、上空ほど強まっている。

この 3 日早朝のみならず先の 3 日・日没時の測点 E 上空の逆転層の上限を並列的に見れば、この高度は 50 m 前後と確定できる。この値を盆地底からの比高に置換すると、東方の測点 H の標高に一致する。つまり測点 H 付近は盆地底に発達する逆転層の上端部に該当するため、いわば斜面温暖帯に相当し、より上方 (測点 I) からの気塊が相対的に冷気と感知されることは、この点から当然と言えるかもしれない。この流下する気塊がどの程度の温度を保持するかによって、古海盆地に滞留する安定気層のいずれの高さに流入するかが左右される。

かくして逆転を示している接地気層では無風近い半面、70 m 前後の高度には気球を仰角 80~70 度位まで傾斜させる流れが発現している。この時、





気温の垂直分布の比較

3 Nov., 1989

第19図 古海盆地とその周辺における気温と風向の鉛直分布

(1989年11月3日早朝。短い切片は風向=図の上方が北を示す。なお、図中の  
◆：第1逆転層の上限。▲：第2逆転層の上限。●：第3逆転層の上限を示す)

東方の風上に相当する緩斜面上の測点 H の地表では、終始 $1^{\circ}\text{C}$ 前後の低温が観測されている。このような低温な気塊ならば、かなり盆地の低層へと進入する可能性が高い。気温低下は斜面の冷却が一層助長される早朝に近いほど起こり得るので、第14図aの時間帯や気温の等偏差線の様相(N型)とは無理なく整合する。

これとは逆方向に位置する盆地下流の測点 A の地表においては、静穏になった午前3~5時の間に最も低温となり $1^{\circ}\text{C}$ を下回っている。しかし、この時間帯を除けば風速 $1.0\sim 2.0\text{ m/s}$ で、谷の伸長方向に規制された SSE 系の風が止むことなく吹き、従って気温の低下は $2.0^{\circ}\text{C}$ 程度で抑制されている。5時過ぎからはやや風速もアップし、気温も $3.0^{\circ}\text{C}$ を上回るほどに昇温した。このように測点 A では上流側からの大気の流れが気温の上昇を招いており、この流れの弱化は逆に谷底の

放射冷却を鮮明化させる。この事実は第18図で指摘した事柄を強く支持し、盆地・上流の緩斜面上の測点 H とは移流の持つ温度的な意味合いの違いを一層判然とさせる内容である。

盆地出口に近い測点 B の状況を第19図で確認したい。接地逆転層の形成は明瞭でその上限は30 m 付近と理解できる。けれどもこの上端から60 m 位まではほぼ等温であり、しかもこの一つ前の午前2時の観測結果では、70~80 m 付近が最高温の気層であって、気温も同一高度で $1.3^{\circ}\text{C}$ ほど高かった。この80 m 付近よりも上方に風の吹送が発現していることを併慮すると、午前3~5時のほぼ静穏に転じた時間帯に測点 B の気層全体で、とりわけ30~70 m の気層で気温低下が進行したと推測できる。この地域が盆地末端部に位置し、しかも出口を小丘で塞がれているゆえ(第13図)、地表からの冷却のみならず、盆地奥

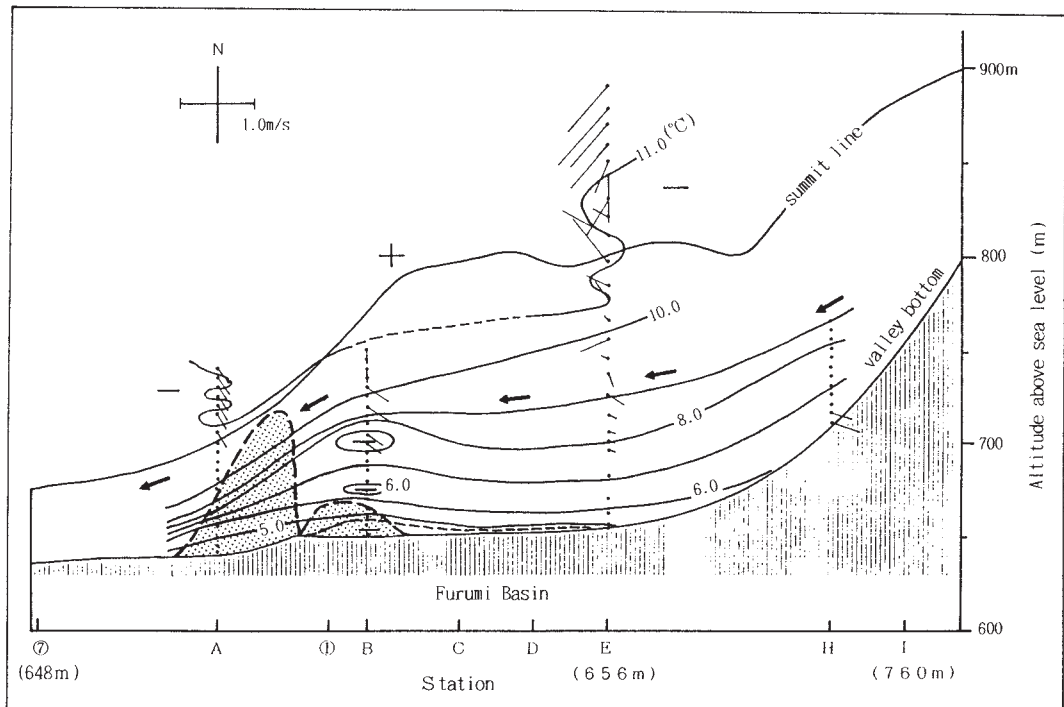
部から微風ながらの低温な気塊の供給とその滞留が、相乗的にこの地域の温度低下を招来していると考えられる。日没時の測点 A や E の上方に SE 寄りの風がもたらす昇温、さらには測点 A の地表における SSE 系の移流に伴う温度上昇、そのいずれにも明瞭な大気の動きが付随している。だが測点 B の近傍では少なくともこのような気塊の流入が、地表はもちろん、低層にさえ検知されない。これは測点 B~G に至る盆地の、とりわけ西半部に共通する事実である。この盆地西半部は日没時以後、より早く地形起伏の日陰に入りやすく、ゆえに他の測点に先駆けて放射冷却が始まり、結果として第 14 図 b のような気温分布を示すに至ると置換できる。これは視点を変えるならば、接地逆転の形成が早目に進行し、それに応じて安定気層の厚みが増す可能性の高い区域にこの地域が該当するとも指摘できる。ゆえにその分だけ大気がより静態的となる。

第 13 図中の測点 Z は、盆地底より 25 m ほど標高が高く、気球観測を試みた場所でもある。しかしながら、30 m ほど浮揚した段階で SE 系の強風と地表の凹凸に伴う乱流に気球が煽られ、周囲の家屋や電線などとの接触の危険性から観測不能に陥った。考えてみれば、この気球浮揚の高さは盆地底から比高 50~60 m ほどに相当している。この測点 Z の下流に位置する測点 A では、地上でも絶えず風が強く吹送している前述の事実や盆地内に形成される接地逆転層よりも上空の大気の流れの発生などを想起すれば、斑尾山方向からの SE 寄りの風（斜面下降風）は、古海盆地に形成される安定気層の上面を滑走し、古海川の谷沿いに流下していく様子を想定するに難くない。この大気の下流・滑走する方向は、これまでの説明を総合して、盆地東方の緩斜面上の測点 I, H（この先は斑尾山に連なる）から測点 E, ②, Z, A, ⑦へと伸びる方向と判断できる。つまり上述した盆地西半部の大気はこの流れから残置されるため、日没後の放射冷却の度合いがそのままある程度まで維持されて安定気層の形成に寄与する。第 19 図の測点 B のように全体的に気層の温度が低い

のはその実態の一端かと思われる。逆に測点 E の上空は斜面下降風とも言える風の通り道に位置する関係上、相対的にその高度で温度上昇を惹起させ、逆転強度は見かけよりも強化された形となったのであろう（第 19 図）。

ところで、第 19 図の気温の鉛直プロファイルに再び注目したい。測点 B, E とともに 60 m 位の高度までに階段状の変化（図中にマークを付記）がいくつか判別できる。先に説明したように測点 B の 30~60 m 層は一つ前の観測に比べて気温が下降した点を踏まえて思慮すれば、盆状地形をなす対象地域の空間にはこの図で提示されるような大気の階層構造の生成が伺える。敢えて付言ならば、それは測点 B, E とともに地表から 15 m までのより低温な低位層、その上に 30 m 位までの中位層、さらに 60 m 付近までの上位層となる。これは取りも直さず E. Schnelle（1950）がドイツのある地域の谷の横断面に沿って実測した結果を基に模式化した第 1~第 3 逆転層までの形成状況に近似している。ただし、当然のことながら各々の気層の厚さは地形規模が異なるので、この場合とは相違している<sup>25)</sup>。古海盆地におけるこのような安定気層を「冷氣湖」と呼称するならば、この厚さは最大 60 m ほどと見積られる。この盆地底と周囲の山稜との比高は既に述べたようにおよそ 150~200 m であるので、冷氣層の厚さは約 1/3~1/4 程度と算定できる<sup>26)</sup>。この値は吉野（1982, 1986）の結果に対比してやや大きい。

さて、盆状地形をなす対象地域において安定気層が重層構造を成すことから、東方の緩斜面上を流下する気塊が温度的に均衡を図りうる気層に流入するものと考えられる。3 日早朝の日の出前（5 時台）、緩斜面上の測点 H では 1.0℃を下回る低温を記録している。この時の同一地点における風速は 1.0 m/s 前後を上下動しており、先に第 18 図で説明したように風速増大時に気温の低下が認められる。このようにして斜面を下降して気温低下を招く気塊（＝冷気流に相当）が盆地底へ向かって落下していく過程で、高度差に応じて断熱的に昇温すると仮定すれば、およそ 2.0℃前後



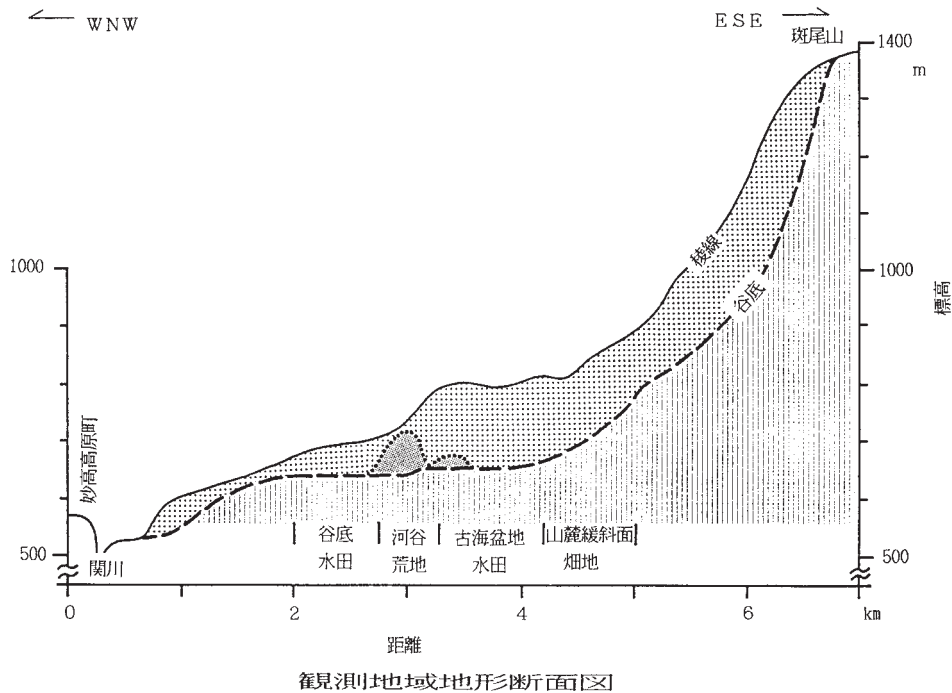
第20図 古海盆地の地形断面図における気温、風向、ならびに風速の鉛直分布

(1989年11月3日20時00分～21時00分JST. なお、等温線の間隔は1.0°C. 風向=図の上方が北を示し、風速はベクトルで示している)

の値に変じて盆地底部に進出するだろう。その落下途中に盆地東方の熱源となりうる小集落上を気塊が通過することも加味すれば、若干その値より高くなることも納得できる。これより時刻的に少し前（測点Hの気温は1.5°Cゆえ、盆地底では2.5°C位になる）に当る第19図の測点Eの地表面近くの気温、ならびに第14図aの測点E付近の偏差から算出される気温値と対比するとおおむね一致する。この斜面を下降する大気の流下は、既述したように方角的に測点Zを経て測点Aへ向かう。このことから第14図aの等値線のパターン（NE型と称した）の発現の妥当性は裏付けられる。この5時台に測点Aでは風速が増し、それ以前の静穏時よりも気温が上昇したことは前述のとおりである。よって、ここに静穏晴夜のもとで出現した先の気温偏差分布図におけるNE型、SW型の2つのタイプへの無矛盾的な解釈が成立する。

#### (6). 斜面下降風の態様

これまで説明を試みた内容を礎とし、気温と風の鉛直分布もこれに加味して、当該地域の斜面下降風の様子を図示したのが第20図である。第13図からわかるように、盆地出口の測点①と測点Zの間に小高い丘が盆地を閉塞するように存在している。さらに古海川の谷底の測点Aと測点①との間の西側に標高725mの山地がある。ともに盆地末端の大気の動向を考慮する上で無視しえない地形起伏と捉え、第20図にこれらも図示している。また若干、広域的に斑尾山から関川までの地形断面図を第21図に掲げた。とくに第20図を根拠に熟考すれば、盆地出口の小高い丘の存在は、盆地末端の測点B周辺での大気の貯留を、さらには下降風のジャンプと測点Aへの滑走を、それぞれ誘発していると受け止められる。だから測点Z上空では風速が大きくて、この丘を跳ねるような形で気塊が落下する下流側の測点A周辺



第21図 古海盆地とその周辺の地形断面と土地利用分布の概略

(右手の斑尾山頂と左手の旧・妙高高原町とを結ぶ基線に沿って作図)

の風速が相乗的に強まると予想できる。

このような測点 A における、測点 Z を吹き越えた間断のない大気の流下が、測点 A から測点①間の河谷内に放射冷却で滞留する安定気層を強力に吸引・減圧し、その上流側への波及・伝播が、ついには盆地出口の測点①にまで到達して、風速計（マイクロアナメト）を間欠的に作動させた（第15図）ものと筆者は理解した。かくして、この観測中の斜面下降風の最盛時と思われる午前2～3時以後の早朝には、この測点①でさえ、間欠的な気塊の吹送を消失させるほど大気の下流側への吸引・流動が生じたと考えられる。

斜面を流下する気塊と、その下流側に連なる盆状地形への安定気層の形成との相互関係に焦点を当て、小気候学の見地から観測を遂行した結果、以下の諸点が把握された。

(a). 盆地内外の水平的な気温偏差分布から、3つの分布型（NE型、SW型、X型）が識別できる。とくにSW型は日没時に、NE型は早朝時に

それぞれ対応して発現しやすい傾向にある。これには、日没に伴う地形的な日射の陰にいち早く入りやすいか否か、さらには南東方向の緩斜面からより低温な気塊の流下とその風の通道的な経路などが投影されている。

(b). 小盆地内の数地点で発生した夜間の昇温は、南方からの大気の流入に呼応しており、より広域的な循環系（例えば、海陸風）の影響が示唆される。

(c). 小盆地を介した上、下流側の地点間で吹送大気の温度的なもつ意味合いが逆となり、相対的に上手側では冷気として、下手側では暖気に各々感知される。よって、風速の上下動と気温の変動との対応は両者で逆となる。

(d). 小盆地内には、温度的に安定な接地逆転層が形成され、かつ3層から構成される重層構造を示す傾向にある。したがって、斑尾山の山容に支配された斜面下降風は、温度的に均衡する層へ流入すると予測できるが、早朝ほど低位に進入する



可能性は高い。

(e)、小盆地内の安定気層の上部を滑走する大気の風速は2.0 m/sを超え、その流れは盆地の北東部の上空を通過して古海川の河谷に沿って下る。その経路近傍では終始大気の流下が生じており、測点Aでの強い定常流がひいては盆地出口の測点①の間欠的な気塊吹送の誘因となっている。この点で盆地出口を閉塞する形の小高い丘は大きな意味を有している。

この視点からの結果に対して今後さらなる確証を付与するため、目的とする大気現象の発現する確率の高い天気条件のもとで観測を続行し、つぎのような点を明確にする必要がある。すなわち、

④：古海盆地を挟む上、下流における温度と風の対応の差異を精査して一層の客観性を付与すること。

⑤：斜面温暖帯の測点Hより上方の地点（例えば、測点I）での低温気塊の発生を掌握すること。

⑥：測点Z上空で安定気層上部を下降・滑走する大気の実態を把握すること。

⑦：夜半前後の盆地内に発現する急激な温度上昇の実態とその原因を、より広域的な循環場（例えば、長野盆地と日本海との間の海陸風）との係わりを念頭に入れて吟味すること、などの諸点である。

### III おわりに

いくつかの地形規模の相違を念頭に入れて、山地斜面や河谷に沿って日没後の静穏晴夜に放射冷却に起因して生ずる冷気の生成とその流下（斜面下降風や山谷風の局地循環）、さらにはそのような気塊の貯留・滞留に焦点をあて、小気候学的な観点から若干の考察を試みた。そこから得られた結果を俯瞰すると、特定の大気現象に着眼しても、それが生起する地域の地形起伏やその規模、ならびにその配列や地理的位置などに因って、注目した大気現象の持つ意味合いが異なっていると理解できる。例えば、傾斜地で流下する気塊が「冷氣」

なのか「暖気」なのかは、その気塊がある場所を吹送・通過する前後で気温を対比すれば、必ずしも一括りで捉えられる事象とはならない。その際には、その気塊が通過する場所の地理的位置（スケールの大小はあるにせよ）や地形起伏・規模、あるいはその配列などが関連して、相対的には「冷風」とも「温風」にもなりうると考えられる。ならば河谷や斜面に沿って流出・下降する気塊のそもそもの「駆動力」は何なのかという疑問が生ずるけれど、それは様々な規模の階層構造をなしている大気現象（例えば、より広域的な循環系やさらに狭隘な場所での気塊の熱的变化に起因する現象）の中に、一つのトリガーとしての役目を果たす事象が内在していると想定される。今後、そのような視座から一層の追究を試みたいと考えている。

### 謝 辞

本稿の一部は、日本気象学会、ならびに日本地理学会において発表したものである。発表の席上で有益なご助言を賜った各位にこの場を借りて御礼を申し上げる。また現地での小気候観測の実施に臨み、種々の便宜をはかって頂いた妙高高原町（現・妙高市）池の平温泉在住（当時）の中津積盛氏ご夫妻と新潟県観光施設、長野県信濃町古海地区の方々、JA 古海支所、および八王子市天気相談所（当時）の原嶋宏昌氏に対して心より感謝申し上げる次第である。なお、本稿の解析の一部には、公開されている野外実習の観測資料を用いた。当該の実習に参加された学生に対しても併せて謝意を表したい。

### 注 記

- 1) 三沢勝衛（1947）：『風土産業』。蓼科書房、385pに拠ると、p.162 前後にこの霜害に関する記述があり、木曾地方の山麓では斜面を下る気流は低温で「霜害気流」と命名されていた。
- 2) 1979～2000年の間、ほぼ隔年で春、ないし秋に、この妙高高原町・池の平スキー場を中心として、小気候観測を計20回ほど実施してきた。
- 3) 観測人員の関係上、測点5だけは気温観測のみ実施した。
- 4) 気温値は2分間隔（偶数）で読み取った。また風のそれは2分間の風程を秒単位に換算し、風向は同じ間の最多出現方位を記録した。従って、気温値は

瞬間値であるのに対して、風速は2分間の平均値となっている点に注意を要する。

- 5) ここで用いた気球は、米国 AIR 社製・TS2A 型のカイツーンである。
- 6) 妙高山東斜面において、この高度に薄雲の懸かる場合が多々確認された。
- 7) 測器の設置高度は、地表面から 0.5 m である。
- 8) 上記 6) と同様である。また、その際の雲の動向は、妙高山と黒姫山との間の関川の源流部方向と高田平野とを結ぶ方角で、方位的にほぼ斜面傾斜の方向と直交している。
- 9) 1998 年 11 月 3 日 22~24 時、測点 9 上空 40 m 前後の高度で斜面の上部に向かう反転風の吹送が観測された。
- 10) これまでの観測中に野尻湖の湖面を源とする霧の発現とその流出が何度か見られた。これらの霧は長野・新潟県境付近で関川の谷に入り、その河谷に沿って北方向、すなわち関川の下流方向に流下しつつ、徐々に消散していた。その霧の上端は、まさに河谷内の逆転層とその気層の厚さを間接的に表わしている。
- 11) 地質学の分野でもこの小盆地は注目されているらしく、かつての湖沼ということで、現地調査に来ている研究者に出会ったこともある。
- 12) 1986 年秋、最初にこの地へ足を踏み入れた時、この古海地区の古老に聞き取り調査をした。その話に拠れば、かなり近年までこの小盆地は湖沼の名残を留め、低湿地であったためこの集落の人々は、地形的に一段高い面に位置する 2 km 弱 ENE 方向の凹地に居住し、生活を営んでいたという。その後、この盆地が排水可能となって水田化を試み、集落移転をしたという。かつてのその居住跡地は、数年前に東急タングラムというリゾート地に大変貌をとげた。古地図を見るとその変化が良く理解できる。
- 13) この古海盆地を囲む周辺山地の分水嶺に沿って稜線を押さえ、各峰々のピークの標高を算定し、それから平均高度を算出した。
- 14) これまで 1987.10.2~4, 1988.10.11~13, 1989.7.29~31, 1989.11.2~4, 1990.11.1~3, 1992.10.26~28, 1994.10.13~15, 1996.10.31~11.2, 1999.11.4~6, 2003.10.21~23, 2004.10.25~27, 2005.10.26~28, 2006.10.25~27, 2008.10.29~31, 2009.11.5~7, 2010.11.4~6, 2011.11.3~5, 2013.10.23~25, 2015.10.28~30 に現地観測を実施してきたが、全て好天に恵まれたわけではない。
- 15) 1987 年 10 月は予備観測であったが、10 月 2 日夜半過ぎから 3 日早朝にかけて晴天となった。また、1988 年 10 月は野外実習を兼ねて観測したものの、11 日の日没時は晴れていたが 11 日未明には曇天に

変わった。

- 16) 熊沢・小羽・佐藤 (1988) の報文に示されている 1987 年 10 月 3 日 5 時 5 分の分布図は盆地の南奥部がもっとも冷却したタイプであった。つまり SW 型に該当する。さらに 1988 年の結果では 4 枚の分布図が作図可能であった。盆地出口付近がもっとも低温になっている 1 例を除けば、すべて SW 型に相当している。
- 17) 永保ほか (2006) の報文でも、夜半過ぎの午前 1 時~3 時に気温の急な上昇が指摘されている。
- 18) 吉野・加藤 (1999) は、この野尻湖の熱的な影響に視点を置いて報告をまとめている。
- 19) 南寄りの風の風向に対してより盆地の直径が長い方向で、かつ野尻湖と画する山地の高度が比較的低い地域を流れてくる暖気を想定すると、ほぼ中央の測点 C, F, D あたりで昇温が生ずると予想できる。
- 20) 第 17 図の風程記録では、左から右へ時間の経過を示し、風速を感知すると縦方向の上方にペン先が移動して風速の生じたことを示している。
- 21) 風速 2~3 m/s の風と 1 m/s 未満の風とがおおよそ 10 間隔くらいで周期的に吹いている。
- 22) 風速、気温ともに 2 分間の変化量が  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$  以上の場合のみ抽出して図化している。
- 23) 測点 A では、午前 1~3 時までの間に風速大きな値は、1.8 m/s, 2.5 m/s, 2.2 m/s, 2.4 m/s, 2.3 m/s などであり、5 時過ぎには、2.1 m/s, 1.7 m/s, 2.5 m/s, 2.0 m/s, 1.9 m/s などである。この時に気温は常に  $1\sim 2^{\circ}\text{C}$  ほど上昇している。一方、測点 H では、 $1\sim 2\text{ m/s}$  ほどの風速がこの大きい値に相当し(ただし、3 時 50 分のみ  $3.0\text{ m/s}$  が出現している)、その際に  $0.5\sim 1.0^{\circ}\text{C}$  未満の気温低下が生じている。
- 24) バルーンは球体浮力が大きいとそれほど風に流されない。なお、バルーンが傾いた場合には、係留ロープの傾斜角をクリノメーターで測定し、三角関数によって高度を求めた。
- 25) 地形規模が異なるので単純に比較できないかも知れないが、比高 100 m ほどの谷間において、谷底から上に 30 m までが第 1 逆転層、その上に厚さ 40 m の第 2 逆転層、さらにそれから 30 m ほどの厚さをもつ第 3 逆転層という重層構造を彼は図示している。
- 26) 吉野 (1982, 1986) に拠れば、冷気湖の厚さは背後の山地との高度差の  $1/4\sim 1/5$  程度であると指摘している。

## 参考文献

飯島慈裕・篠田雅人 (1998) : ハヶ岳連峰稲子岳の凹地における暖候期の冷気湖形成。地理評, 71, p.

- 559-572.
- 今岡円七 (1964): 斜面下降風の構造に関する観測とその考察. 農業気象, 20, p. 17-24.
- 植田宏昭ほか (2011): 筑波山の東西南北4斜面における高度 100 m 間隔での通年観測. 天気, 58, p. 765-775.
- 工藤泰子ほか (1982): 菅平における冷氣湖の形成過程. 地理評, 55, p. 849-856.
- 熊沢秀晃・佐藤典人 (1987): モデル地形における冷氣湖の形成過程. 日本地理学会予稿集, 32, p. 84-85.
- 熊沢秀晃・小羽謙一・佐藤典人 (1988): 小規模かつ典型的な盆地における夜間の気温冷却現象について. 法政地理, 16, p. 65-67.
- 近藤純正ほか (1983): 盆地内に形成される夜間の安定気層 (冷氣湖). 天気, 30, p. 327-334.
- 近藤純正・桑形恒男 (1984): 盆地内に形成される夜間冷氣層 (冷氣湖) の厚さと地形との関係. 天気, 31, p. 727-737.
- 近藤純正・佐藤 威 (1984): 地形と地表面性質が夜間の斜面風・山風・盆地大気の冷却に及ぼす効果. 天気, 31, p. 747-755.
- 佐藤典人・杉山 保・杉澤雅寿 (1981): 妙高山東麓における気温と風の分布について. 1981 年度日本気象学会秋季大会講演予稿集, p. 119.
- 佐藤典人 (1985): 『多摩川水系浅川流域における気温の水平ならびに垂直分布と大気環境との関連に関する研究』. とうきゅう環境浄化財団研究助成, 81, 156p.
- 佐藤典人・中村邦彦・小野里恭子 (1992): 八王子市の夜間気温に関する一考察. 法政地理, 20, p. 27-48.
- 佐藤典人・木村成彦・亀井 尊 (1997): 盆状地形における気温分布と斜面下降風との対応. 法政地理, 25, p. 13-32.
- 佐藤典人・杉澤雅寿・杉山 保 (2013): 新潟・妙高山東麓緩斜面上における気温と風の分布. 法政地理, 45, p. 25-36.
- 佐橋 謙 (1983): 自動車による気温の移動観測における観測誤差. 天気, 30, p. 509-514.
- 立石由巳 (1961): 菅平における冷気の流出. 天気, 8, p. 366-371.
- 鳥谷 均 (1985): 長野県菅平盆地における冷氣湖の形成と冷気流. 地理評, 58, p. 67-79.
- 鳥谷 均 (2000): 局地風——冷気の流れ. 農業気象, 56, p. 311-316.
- 中村圭三 (1976): 夜間の緩斜面上の冷気流と気温分布について. 地理評, 58, p. 67-79.
- 中山秀晃 (2016): 伊豆・大室山火口内における冷氣湖の形成過程. 法政地理, 48, p. 47-60.
- 永保敏伸ほか (2006): 長野県古海盆地における秋季の冷氣湖現象に関する一考察. 法政地理, 38, p. 47-56.
- 羽生寿郎ほか (1978): 『農業気象学』. 文永堂, 244p.
- 松井祐介 (1998): 長野県古海盆地における夜間安定層の推移について. 法政大学大学院人文科学研究科地理学専攻修士論文 (未公表).
- 三浦 恭 (1971): 冷氣湖形成の一例. 東北地理, 23, p. 37-40.
- 三沢勝衛 (1947): 『風土産業』. 蓼科書房, 385p.
- 三原義秋 (1979): いわゆる冷気流の温風効果について. 昭和 54 年度日本農業気象学会大会講演要旨, p. 87-91.
- 森 牧人ほか (1999): 久住山南麓で観測された斜面下降風 (冷気流) の特徴. 天気, 46, p. 281-288.
- 森 洋介ほか (1983): 山地の夜間冷却と熱収支. 天気, 30, p. 259-267.
- 吉野徳康・加藤美雄 (1999): 小盆地の冷氣湖形成時における湖の熱的影響について——長野県野尻湖を例にして——. 法政地理, 30, p. 35-44.
- 吉野正敏 (1982): 中部地方および北海道における盆地冷却. 文部省科学研究費報告書『冷気の流れによる農林植物災害とその対策の研究』 (代表者: 吉村不二男), p. 76-85.
- 吉野正敏 (1986): 『新版・小気候』. 地人書館, 298p.
- 渡辺 明 (1983): 猪苗代湖周辺の局地循環. 天気, 30, p. 85-92.
- Mori, M. & T. Kobayashi (1996): Dynamic Interaction between Observed Nocturnal Drainage Winds and a Cold Air Lake. J. Meteor. Soc. Japan. 74, p. 247-258.
- Schnelle, E. (1950): Kleinklimatische Geländeaufnahme am Beispiel der Frontschäden im Obstbau. B. D. W., US-Zone, 12, p. 99-104.
- ただし, この文献は入手不能であったため, 吉野正敏 (1976) 『新版・小気候』によって間接的に参考にした.
- Yoshino, M. M. (1975): "Climate in a small area". Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 599p.